

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



EVALUACIÓN DE FENÓMENOS DE SUBSIDENCIA (SUFOSIÓN) MEDIANTE
EL ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO DEL RÉGIMEN HIDROLÓGICO EN
CIUDAD LERDO, DURANGO (CUENCA RÍO NAZAS)

POR

DIANA CECILIA RODRÍGUEZ CAMPERO

Como requisito parcial para obtener el grado de

MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

EVALUACIÓN DE FENÓMENOS DE SUBSIDENCIA (SUFOSIÓN)
MEDIANTE EL ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO DEL RÉGIMEN
HIDROLÓGICO EN CIUDAD LERDO, DURANGO (CUENCA RÍO NAZAS)

ELABORADA POR

DIANA CECILIA RODRÍGUEZ CAMPERO

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL
GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

DIRECTOR DE TITULACIÓN

DR. IGNACIO NAVARRO DE LEÓN

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO.

NOVIEMBRE, 2019



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO
LEÓN**
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



LA TESIS

**EVALUACIÓN DE FENÓMENOS DE SUBSIDENCIA (SUFOSIÓN)
MEDIANTE EL ANÁLISIS DEL COMPORTAMIENTO DEL RÉGIMEN
HIDROLÓGICO EN CIUDAD LERDO, DURANGO (CUENCA RÍO NAZAS)**

ELABORADA POR
DIANA CECILIA RODRÍGUEZ CAMPERO

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR AL
GRADO ACADÉMICO DE**
MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

COMITÉ DE REVISIÓN

Dr. Ignacio Navarro de León
Director de titulación

Dr. Jorge Alán Salinas Jasso
Co-director de Titulación

M.C. Efraín Alva Niño
Co-director de Titulación

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO.

NOVIEMBRE, 2019

Por este medio, declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios y procedimientos descritos en la misma.

Diana Cecilia Rodríguez Campero

Linares, Nuevo León, 2019.

¿Qué sabe el pez del agua donde nada toda su vida?

-Albert Einstein

DEDICATORIA

A mis padres, Alma y Saúl, por su amor y apoyo incondicional.

A mis hermanos, Anakaren y Carlos, por su cariño.

A Ángel Eduardo, por llenarme de luz.

AGRADECIMIENTOS

A CONACYT por el apoyo económico para la realización de este trabajo.

A la Facultad de Ciencias de la Tierra por el conocimiento impartido.

A los organismos públicos de regulación de agua, SIDEAPA, SAPAL, SIMAS, y especialmente a CONAGUA división de Cuencas Centrales del Norte, por haber facilitado la información que hizo posible esta investigación.

Un específico agradecimiento al subinspector Saúl Rodríguez López y al ing. Fernando Villegas Reyes por su acertada colaboración en la entrega de información.

Mi más profundo agradecimiento al Dr. Ignacio Navarro de León por brindarme la confianza, la paciencia y sobre todo el tiempo.

A mis co-directores el Dr. Jorge Alán Salinas Jasso y el MC Efraín Alva Niño por sus observaciones y consejos para la mejora de este trabajo.

A todos los profesores de la FCT que tuvieron la paciencia de enseñarme un poco de este ámbito y proporcionarme algún consejo en mi recorrido, especialmente al Dr. Montalvo, Dr. Velasco, Dr. de León y Dr. Medina.

A mis compañeros y amigos de la FCT por hacer más llevadera esta estancia, particularmente al cubo 2 de posgrado, gracias por tantas anécdotas y buenos momentos.

Finalmente, al equipo de tochito Sables, fue y será una parte importante en esta travesía.

CONTENIDO

CONTENIDO	i
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE CUADROS	viii
RESUMEN.....	viii
ABSTRACT	ix
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. ANTECEDENTES	1
1.2. EL FENÓMENO DE SUBSIDENCIA EN MÉXICO	4
1.3. LA SUBSIDENCIA EN LA COMARCA LAGUNERA	5
1.4. ENFOQUE DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN	7
1.5. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS	8
2. GENERALIDADES	11
2.1. LOCALIZACIÓN	11
2.2. FISIOGRAFÍA	12
2.3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL.....	12
2.4. HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA	13
2.5. CLIMA	14
2.6. EDAFOLOGÍA	15

2.7.	VEGETACIÓN	16
3.	GEOLOGÍA	17
3.1.	GEOLOGÍA REGIONAL	17
3.2.	GEOLOGÍA LOCAL	23
4.	FUNDAMENTOS TEÓRICOS	26
4.1.	DEFINICIÓN DEL CONCEPTO DE SUFOSIÓN	26
4.2.	DESARROLLO DE TUBIFICACIONES	28
4.3.	MECÁNICA DE SUELOS	28
4.4.	RECARGA.....	30
4.5.	DINÁMICA DE LA EROSIÓN SUBSUPERFICIAL.....	31
5.	HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	33
5.1.	LA MODELACIÓN EN LA HIDROLOGÍA E HIDRÁULICA.....	33
5.2.	CONSTRUCCIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS	35
5.2.1.	ANÁLISIS DE MORFOMETRÍA DE CUENCA.....	35
5.2.2.	ANÁLISIS METEOROLÓGICO.....	38
5.2.3.	ANÁLISIS HIDROLÓGICO	41
5.2.4.	RESULTADOS	49
5.2.5.	DISCUSIÓN DE ANÁLISIS HIDROLÓGICO.....	54
5.3.	CONSTRUCCIÓN DE MODELOS HIDRÁULICOS	56
5.3.1.	RESULTADOS	58

5.3.2.	DISCUSIÓN DE ANÁLISIS HIDRÁULICO.....	65
6.	HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA.....	66
6.1.	ECUACIONES DE FLUJO Y CÓDIGO NUMÉRICO.....	67
6.2.	HIDROESTRATIGRAFÍA Y GEOMETRÍA DEL SISTEMA.....	70
6.3.	DISCRETIZACIÓN DEL MODELO	74
6.4.	PROPIEDADES HIDRÁULICAS	78
6.5.	CONDICIONES DE FRONTERA Y CARGAS INICIALES	80
6.6.	ESTRATEGIA DE SIMULACIÓN	82
6.7.	RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN ESTACIONARIA.....	82
6.8.	RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN TRANSITORIA.....	83
6.9.	DISCUSIÓN MODELO HIDROGEOLÓGICO.....	87
7.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	90
7.1.	CONCLUSIONES.....	90
7.2.	RECOMENDACIONES	92
8.	BIBLIOGRAFÍA.....	93
9.	ANEXOS.....	99

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 A) Colapso en Winter Park, Florida en 1981 (Galloway et al., 2008), B) Colapso en la zona 6 de la Ciudad de Guatemala en 2007 (Hermosilla, 2012).	4
Figura 1.2 A) Subsistencia presentada en la colonia Emiliano Zapata en Lerdo, el 22 de septiembre de 2008 (Aguilera, 2008); B) Subsistencia presentada en la colonia Bellavista, Gómez Palacio, el 30 de abril de 2017 (Holguín, 2017).	7
Figura 2.1 Localización del área de estudio.....	11
Figura 3.1 Geología local, modificado de la carta Geológico-Minera G13D25 del SGM.	24
Figura 3.2 Geología local en el área de concentración de subsidencias, la línea azul denota el canal Sacramento (SGM & CAED, 2007).....	25
Figura 4.1 Estructura molecular de las esmectitas, se ilustran los cationes interlaminares rodeados por moléculas de agua, se pone como ejemplo la Na-esmectita-anhidra, que en estado seco tiene un espacio basal de 9.6 Å que al incorporarse moléculas de agua aumenta a 12.4 Å (González, 2004).....	30
Figura 4.2 Dinámica del agua a través del medio poroso. A) Condición de río seco, acuífero granular no saturado, nivel freático regional en calizas. B) Fluye agua por el río Nazas, comienza a infiltrarse al acuífero granular, formando un tipo de acuífero colgado temporal, inicia el arrastre de sedimentos. C) Continúa la infiltración, del río al aluvión, y comienza la infiltración del acuífero colgado hacia las calizas fracturadas subyacentes, continúa el arrastre de sedimentos. D) El nivel freático regional aumenta, saturando la base del aluvión, ocurre reacomodo de partículas donde hubo arrastre de finos y se genera la subsidencia.	32
Figura 5.1 La cuenca como sistema hidrológico (Pascual & Díaz, 2016).	33

Figura 5.2 Red hidrográfica y división de subcuencas elaborado en WMS.	38
Figura 5.3 Áreas de influencia de cada estación climatológica utilizada.	39
Figura 5.4 Modelo conceptual hidrológico de la subcuenca D.	41
Figura 5.5 Modelo esquemático conceptual del ciclo hidrológico en HEC-HMS (Bennett & Peters, 2004).	42
Figura 5.6 Precipitación total mensual para el año 2006.	50
Figura 5.7 Resultados para la simulación del caso 12OCT2006.	51
Figura 5.8 Precipitación total mensual para el año 2012.	52
Figura 5.9 Resultados globales para la simulación 14SEP2016	53
Figura 5.10 Conversión hietograma en hidrograma en subcuenca.	54
Figura 5.11 Entrada y salida en corriente.	54
Figura 5.12 Inundación de agosto de 1991, las zonas azules significan áreas inundadas (SGM, 2007).	59
Figura 5.13 Área de cálculo y tamaño de celda de malla.	60
Figura 5.14 Valores de Manning asignados.	61
Figura 5.15 Profundidad de lámina de agua para el 12 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	62
Figura 5.16 Profundidad de lámina de agua para el 13 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	62
Figura 5.17 Profundidad de lámina de agua para el 14 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	63
Figura 5.18 Profundidad de lámina de agua para el 15 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	63

Figura 5.19 Profundidad de lámina de agua para el 21 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	64
Figura 5.20 Profundidad de lámina de agua para el 26 de agosto 1991 a las 12:00 horas.	64
Figura 6.1 Volumen Elemental Representativo donde se ejemplifica el flujo de agua Q a través de un medio poroso, saturado, anisotrópico e isotérmico (González et al., 2004).....	68
Figura 6.2 Isopacas de sedimentos aluviales.	73
Figura 6.3 Hidroestratigrafía del modelo subterráneo. La unidad en color verde corresponde al límite inferior de las calizas fracturadas, mientras que, la unidad amarilla corresponde al límite inferior de los sedimentos aluviales.	74
Figura 6.4 Malla de modelo, discretización horizontal con celdas de 50 m x 50 m.	76
Figura 6.5 Discretización vertical. A) Ubicación columna 136. B) Corte columna 136. C) Ubicación fila 131. D) Corte fila 131.....	77
Figura 6.6 Distribución de propiedades hidráulicas, UHG (Unidad Hidroestratigráfica Granular), UHF (Unidad Hidroestratigráfica Fracturada).....	78
Figura 6.7 Distribución de cargas iniciales, de acuerdo con la piezometría reportada en 1990 por CNA	81
Figura 6.8 Cargas piezométricas iniciales, corte realizado a lo largo del río Nazas.....	83
Figura 6.9 Vista regional del área de modelo con cargas iniciales.	83
Figura 6.10 Líneas equipotenciales para la capa 3 en condiciones transitorias.	84
Figura 6.11 Líneas equipotenciales en la capa 1 para la condición transitoria, las áreas en color verde olivo reflejan celdas secas.	85

Figura 6.12 Superficie piezométrica en estado transitorio, corte realizado a lo largo del río Nazas.....	86
Figura 6.13 Vista regional del modelo en condición transitoria.	86
Figura 9.1 Curvas Intensidad-Duración-Frecuencia para la subcuenca D.....	99

LISTA DE CUADROS

Cuadro 1.1 Registro de subsidencias en la Comarca Lagunera.	6
Cuadro 5.1 Definición de modelos superficiales.	34
Cuadro 5.2 Atributos topográficos de subcuenca calculados en TOPAZ.	36
Cuadro 5.3 Estaciones climatológicas analizadas.	39
Cuadro 5.4 Área de influencia de cada estación climatológica de acuerdo con el método de Thiessen.	40
Cuadro 5.5 Número de Curva para Subcuenca D.	44
Cuadro 5.6 Tiempo de concentración.	46
Cuadro 5.7 Parámetros para cálculo de enrutamiento	49
Cuadro 5.8 Resumen de especificaciones de simulación.	50
Cuadro 5.9 Resumen de especificaciones de simulación.	52
Cuadro 6.1 Conductividad hidráulica basado en Freeze & Cherry (1989).	79
Cuadro 6.2 Coeficientes de almacenamiento específico, rendimiento específico, porosidad efectiva y porosidad total asignados.	79
Cuadro 9.1 Hietogramas de diseño para una tormenta de 5 horas en la subcuenca D. ..	99

RESUMEN

Las subsidencias repentinas, representan afectaciones en edificaciones, vías de comunicación, e incluso, pérdidas humanas. A partir de ello, se presentan diversos análisis hidrológicos con el fin de caracterizar los aspectos involucrados en la ocurrencia de subsidencias repentinas en ciudad Lerdo, Durango. Se aplican metodologías relacionadas con modelos numéricos. El trabajo abarca un análisis hidrológico para conocer la capacidad de transformación precipitación-escorrentía. Un análisis hidráulico con el fin de describir las áreas de inundación bajo el evento de liberación de agua en el Río Nazas de 1991. Se aplica un modelo de flujo subterráneo en estado estacionario para establecer las condiciones y cargas iniciales del sistema. Se añade una condición transitoria al modelo para describir la dinámica del nivel piezométrico. Los resultados indican que las tormentas correspondientes al 12 de octubre de 2006 y 14 de septiembre de 2012 suponen interacciones superficiales donde no hay influencia en la dinámica subterránea debido a los efectos de infiltración. Para el flujo de agua por el cauce del Río Nazas en agosto de 1991, la lámina de agua superó espesores de 16.5 metros en las zonas más profundas, alcanzando a saturar áreas de cultivo aledañas. Bajo condiciones de recarga natural el nivel piezométrico regional se encuentra alrededor de 60 metros por encima del registrado en 1990. En condiciones transitorias y debido a la recarga localizada en el cauce del río Nazas, existe una variación del nivel de agua subterránea. Se concluye que existe una interacción entre la dinámica hidrológica superficial y subterránea en épocas donde existe flujo en el Río Nazas. La integración de modelos hidrológicos/hidráulicos implica la caracterización de variables posiblemente involucradas a procesos de sufosión en zonas de acumulación de subsidencias aledañas al Río Nazas.

ABSTRACT

Sudden subsidences represent effects on buildings, communication routes, and even human losses. Taking these damages into consideration, various hydrological analyzes are presented in order to characterize the aspects involved in the occurrence of sudden subsidences in the city of Lerdo, Durango. Methodologies related to numerical models are applied. The work includes a hydrological analysis to know the precipitation-runoff transformation capacity for storms with different return periods. A hydraulic analysis in order to describe the flood areas under the water release event in the Nazas River of 1991. A steady-state underground flow model is applied to establish the initial conditions and levels of the system. Similarly, a transient condition is added to the model to describe the dynamics of the piezometric level. The results indicate that the storms corresponding to October 12, 2006 and September 14, 2012 involve superficial interactions where there is no influence on underground dynamics due to the loss of precipitation for infiltration purposes. For the flow of water through the Nazas River in August 1991, the sheet of water exceeded thicknesses of 16.5 meters in the deepest areas, reaching saturate surrounding crop areas. Under conditions of natural recharge the regional piezometric level is around 60 meters above that recorded in 1990. Under transient conditions and due to the recharge located in the Nazas riverbed, there is a variation in the level of groundwater. It is concluded that there is an interaction between surface and underground hydrological dynamics in times where there is flow in the Nazas River. The integration of hydrological / hydraulic models implies the characterization of variables possibly involved in processes of suffosion in areas of accumulation of subsidences adjacent to the Nazas River.

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

Durante las últimas décadas, la urbanización ha experimentado un incremento a nivel global. Para 1950, solamente el 30 % de la población mundial vivía en centros urbanos, condición que cambió para 2018, donde el valor había aumentado a 55 %. En México, para 1950, la población se encontraba equitativamente distribuida entre el medio rural y urbano, sin embargo, estas dos líneas de tendencia comenzaron a divergir alcanzando para 2018, tasas de 80 % de población urbana y 20 % de población rural (ONU, 2018).

Estos cambios en la urbanización se atribuyen a diversos factores como: diferencias en la tasa de crecimiento de regiones rurales y urbanas, migración rural a urbana, expansión de asentamientos urbanos y reclasificación de zonas rurales a urbanas. En el margen de esta reclasificación, las poblaciones se establecen en lugares donde procesos geológicos naturales toman lugar tales como inundaciones, sismos, subsidencias, entre otros, toman lugar. De hecho, el desarrollo urbano puede desencadenar algunos procesos geológicos, incrementando el factor de riesgo para las personas que los habitan.

El fenómeno de la subsidencia se define como el hundimiento del terreno, gradual o repentino (colapso), que resulta de la disolución, remoción y/o compactación del subsuelo derivado de procesos naturales o inducidos por el hombre. Este fenómeno

INTRODUCCIÓN

ocasiona daños en las edificaciones, vías de comunicación y toda la infraestructura construida en el terreno susceptible a hundimiento y en el peor de los casos, involucra la pérdida de vidas humanas (Tomás *et al.*, 2009).

La subsidencia gradual, se comenzó a documentar desde finales de la Segunda Guerra Mundial, a consecuencia de las aceleradas tasas de extracción de agua, aceite y gas (Hu *et al.*, 2004). En Venecia, Italia se ha reportado el hundimiento de la ciudad desde 1960 debido a un conjunto de factores como el aumento del nivel de agua, subsidencia natural y subsidencia antropogénica producto de la sobreexplotación del agua subterránea, dando como resultado el aumento de las inundaciones, erosión y daño a la infraestructura (Carbognin *et al.*, 2005). En la Ciudad de Bangkok, Tailandia la subsidencia alcanzó su máxima tasa en 1980's de 120 mm/año, debido a la sobreexplotación del acuífero y descenso del nivel piezométrico, provocando daño a la cimentación de edificios (Phien-wej *et al.*, 2005). En la Ciudad de México, se han registrado tasas de subsidencia que rebasan los 370 mm/año a causa de extracción intensa de agua subterránea, y compactación de arcillas, provocando que el suelo se hunda de manera gradual (Cabral *et al.*, 2011). En el caso de la ciudad de Gotemburgo, Suecia, se presenta subsidencia gradual, generada por la extracción de agua del acuífero y consolidación de los estratos de arcillas (Ljungdahl, 2015). En el valle central de California, en 2017 se registró el hundimiento progresivo debido a la extracción de las aguas subterráneas, donde algunas zonas han descendido hasta 8.5 metros (Zarza, 2017).

La subsidencia repentina puede estar causada por procesos naturales como karstificación, erosión y sufosión, así como procesos antropogénicos (falla de drenaje, minería). En 1981 se presentó un colapso de cavidades kársticas en Winter Park, Florida

INTRODUCCIÓN

(Figura 1.1A), un colapso en 1981 como consecuencia del descenso abrupto en el nivel de agua subterránea por bombeo (Sinclair, 1982). En Italia, se han reportado cerca de 300 fenómenos de colapso en zonas de llanura, la mayoría relacionados a karstificación, sin embargo, otros casos se han asociado a procesos de erosión ascendente debido a la presencia de rocas carbonatadas bajo una capa de material sedimentario (Caramanna *et al.*, 2008).

En España se presentaron colapsos cuya génesis es producto de procesos de sufosión en depósitos limo-arenosos no consolidados, en presencia de un gradiente hidráulico significativo, en la cuenca media del Ebro, así como en los alrededores de Zaragoza (Gutiérrez & Rodríguez, 1984, García, 2011).

En Guatemala también se han presentado colapsos, pues en 2007 ocurrió en la ciudad capital uno de 30 metros de diámetro y 60 metros de profundidad, destruyendo cinco hogares y provocando la muerte de tres personas (Figura 1.1B). En este caso, el proceso fue debido a sufosión en depósitos volcánicos del Cuaternario, mayormente piedra pómez y cenizas, que son fácilmente erosionables, aunado a la falla en las líneas de drenaje, después de un periodo de lluvias intensas (Waltham, 2016).



Figura 1.1 A) Colapso en Winter Park, Florida en 1981 (Galloway et al., 2008), B) Colapso en la zona 6 de la Ciudad de Guatemala en 2007 (Hermosilla, 2012).

En Quito, Ecuador se tiene registro de 12 colapsos en vías de comunicación, los cuales se alinean al curso de antiguos canales de corriente ahora cubiertos, sin embargo, en 2008, luego de una lluvia torrencial, se formó un colapso de magnitudes mayores, alcanzando hasta 30 metros de diámetro en los primeros minutos, para en días posteriores alcanzar los 120 metros de diámetro y 40 metros de profundidad. El origen del colapso se atribuye a procesos de sufosión (Toulkeridis *et al.*, 2016).

1.2. EL FENÓMENO DE SUBSIDENCIA EN MÉXICO

En la República Mexicana, los riesgos y daños causados por subsidencia no difieren a los del resto del mundo. Algunos ejemplos son los ocurridos durante agosto del 2011 a mayo del 2012 en Ecatepec, estado de México, donde se formaron 70 socavones

de manera repentina producto de fallas en la tuberías de drenaje, así como la presión ejercida por el tráfico de vehículos pesados (Ayuntamiento de Ecatepec de Morelos, 2017).

En Salamanca, Guanajuato, luego de un evento de torrencial lluvia en 2006, se presentaron daños y afectaciones a vialidades de reciente construcción, llegando a la conclusión, que tuvo una génesis de carácter natural basado en los contrastes de permeabilidad y horizontes basálticos de alta infiltración presentes en el área (Montalvo, *et al.* 2006).

En el estado de Nuevo León, particularmente en el municipio de Galeana las subsidencias son resultado de karstificación en yesos (Huizar & Oropeza, 1989), aunque, existen otras causas que dan origen a colapsos, como en el caso de Monterrey, que en 2017 se generó una subsidencia luego de precipitaciones intensas, lo que ocasionó pérdidas materiales y humanas (Camhaji, 2017).

En Cuernavaca, Morelos luego de la inauguración del paso exprés en 2017, se presentó un hundimiento donde se perdieron dos vidas humanas, el cual, ocurrió por causas antropogénicas (Miranda, 2017).

1.3. LA SUBSIDENCIA EN LA COMARCA LAGUNERA

La Comarca Lagunera no es la excepción de la manifestación de subsidencias, pues se tiene registro de colapsos repentinos desde 1986. Particularmente la mayoría de ellos se ubican en las cercanías del cauce el Río Nazas, por el que fluye agua de manera intermitente. Las zonas afectadas se encuentran en los municipios de Torreón, Gómez

INTRODUCCIÓN

Palacio y Lerdo (Cuadro 1.1), donde mayormente se han presentado daños en infraestructura y pérdidas económicas (Figura 1.2). Sin embargo, también han ocurrido pérdidas humanas. Dichos fenómenos se han atribuido a falla de tuberías de drenaje, falta de compactación de los materiales (SGM & CAED, 2007), sufosión y karstificación (Escobar & Rodríguez, 1993). En ciudad Lerdo, se han identificado un polígono de peligro correspondiente a las colonias César G. Meraz, Villa de las Flores y Emiliano Zapata, donde se clasifican 824 lotes con riesgo alto de subsidencia, 463 medio y 51 inminente (Ayuntamiento Constitucional del Municipio de Lerdo, 2017).

Cuadro 1.1 Registro de subsidencias en la Comarca Lagunera.

Fecha	Localización	Características	Fuente
1986	Colonia César G. Meraz, Lerdo.	Hundimiento en el patio de vivienda de 3 metros de diámetro y 10 metros de profundidad.	(Trejo, 2017)
24 de agosto de 1991	Calle Francisco Sarabia no. 40 de la colonia Emiliano Zapata, Lerdo.	Hundimiento dentro de vivienda de 3 metros de diámetro y 10 metros de profundidad. Se reporta el fallecimiento de una persona.	(Ramírez, 2017)
18 de octubre de 2006	Calle Dalias frente a no. 869 de la colonia Villa Jardín, Lerdo.	Colapso de 4 metros de profundidad.	(El Siglo de Durango, 2006)
22 de septiembre de 2008	Calle Francisco Sarabia no. 15 de la colonia Emiliano Zapata, Lerdo.	Colapso de 3 metros de diámetro y 7 m de profundidad.	(Aguilera, 2008)
6 de octubre de 2008	Parque ecológico Fundadores, Torreón.	Hundimiento de 5.5 metros de diámetro y 10 m de profundidad.	(González, 2009)
2 de noviembre de 2008	Calle Monterrosa entre Alpes e Himalaya de la colonia César G. Meraz, Lerdo.	Hundimiento.	(Ayuntamiento constitucional del municipio de Lerdo, 2017)
8 de noviembre de 2008	Calle Pirineos no. 15 esquina con Nevado de Toluca de la colonia César G. Meraz, Lerdo.	Hundimiento.	(Ayuntamiento constitucional del municipio de Lerdo, 2017)
14 de septiembre de 2012	Calle Francisco Sarabia de la colonia Emiliano Zapata, Lerdo.	Hundimiento de 6 metros de diámetro y 8 m de profundidad.	(Uniradio informa, 2012)
31 de agosto de 2016	Avenida Tepeyac de la colonia Vista hermosa, Gómez Palacio.	Hundimiento de 5 metros de diámetro y 3.5 m de profundidad.	(Gómez, 2016)

INTRODUCCIÓN

29 de septiembre de 2016	Lecho el río Nazas debajo de puente Comarca, Lerdo.	Hundimiento de 32 metros de diámetro y 20 m de profundidad.	(López, 2016)
30 de abril de 2017	Calle Brezo no. 153 de la colonia Bellavista, Gómez Palacio.	Hundimiento de 8 metros de diámetro y 10 m de profundidad.	(Ramírez, 2017)



Figura 1.2 A) Subsistencia presentada en la colonia Emiliano Zapata en Lerdo, el 22 de septiembre de 2008 (Aguilera, 2008); B) Subsistencia presentada en la colonia Bellavista, Gómez Palacio, el 30 de abril de 2017 (Holguín, 2017).

1.4. ENFOQUE DEL TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

La generación de subsidencia puede ser producto de actividades antropogénicas o naturales: minería, extracción de fluidos, procesos kársticos y pseudokársticos, consolidación de suelos blandos, sismicidad, subsidencia tectónica (Tomás et al., 2009).

Dentro de las actividades antropogénicas, la operación de presas puede incidir en la tasa de subsidencia gradual, o en la generación de procesos que desencadenen subsidencia espontánea. Las presas cortan el suministro natural de sedimentos que, en una configuración natural, ayudaría a reemplazar los que subsiden, depositándose sobre éstos y disminuyendo la tasa de subsidencia, sin embargo, al ser frenado este suministro, la tasa de subsidencia aumenta (Zeitoun & Wakshal, 2013). Al iniciar la operación del embalse, el régimen de agua subterránea se modifica debido a la conexión que existe entre el agua

superficial y subterránea, esto, puede ser un factor desencadenante de procesos como sufosión y erosión (Milanovic, 2002).

El objetivo del presente trabajo es presentar las variables existentes en el área que pueden fungir como causa para el desarrollo de un proceso de sufosión. Dicho objetivo se alcanzará a través de reproducir los eventos hidrológicos extremos a escala de cuenca mediante modelos numéricos y analizar la relación de factores geológicos, hidrológicos, hidrogeológicos y antropogénicos a escala local y su relación con los procesos de subsidencia. Esto permitirá tener un mayor entendimiento de la generación de colapsos y la participación de los factores naturales y antropogénicos como mecanismos disparadores del fenómeno de subsidencia. El planteamiento formulado aplica metodologías numéricas analíticas y contempla las siguientes metas específicas:

- a) Desarrollar un modelo conceptual del funcionamiento hidrológico de la cuenca, que permita evaluar las unidades hidroestratigráficas, áreas de recarga/descarga, régimen hidrodinámico y comportamiento piezométrico regional.
- b) Realizar un análisis hidrológico de la cuenca para eventos de precipitación específicos.
- c) Realizar un análisis hidráulico para los casos de flujo de agua en el río Nazas.
- d) Realizar un análisis hidrogeológico de la influencia de las recargas superficiales en el nivel piezométrico

1.5. ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

En el Capítulo I se presenta la definición de subsidencia, causas que le dan origen, y el panorama a nivel global y nacional haciendo énfasis a los efectos/daños derivados.

INTRODUCCIÓN

De manera particular, se mencionan los eventos que se han presentado en la Comarca Lagunera y los estudios que se han realizado para dar explicación al fenómeno.

El Capítulo II se centra en las generalidades del área, brevemente se describen los rasgos fisiográficos en la zona.

El Capítulo III presenta la geología regional y local.

En el Capítulo IV, se presentan los fundamentos teóricos que rigen los procesos de sufosión.

El Capítulo V versa sobre la hidrología superficial, se presentan detalladamente los análisis tanto climatológicos, morfométricos, hidrológicos e hidráulicos, así como las simulaciones correspondientes a los casos de estudio.

En el capítulo VI se aborda la hidrología subterránea del área de estudio, se detalla diseño de la malla de simulación, y análisis en estado estacionario y transitorio.

En el capítulo VII se presentan las conclusiones y recomendaciones.

CAPÍTULO II

2. GENERALIDADES

2.1. LOCALIZACIÓN

El área de estudio se localiza al oriente del municipio de Lerdo, Durango, en la región socioeconómica Comarca Lagunera (Figura 2.1). Colinda al norte con los municipios de Mapimí y Gómez Palacio, al sur con el municipio de Cuencamé, al este con el estado de Coahuila, y al oeste con el municipio de Nazas. Las principales vías de acceso terrestre son las carreteras federales 49D Chihuahua a Torreón; la 40 Saltillo – Torreón; la 30 Monclova – Torreón; 49 Zacatecas – Torreón) y 40D Durango – Torreón.

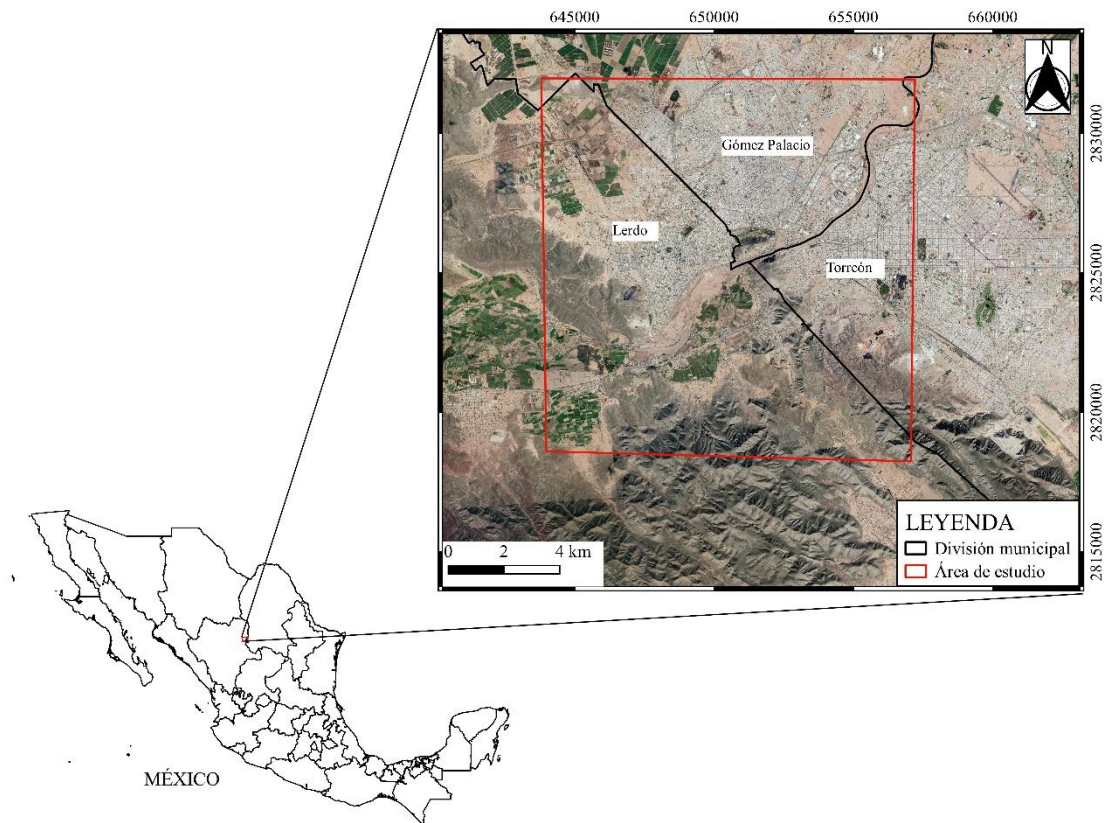


Figura 2.1 Localización del área de estudio.

2.2. FISIOGRAFÍA

Ciudad Lerdo, Dgo., se encuentra en la intersección de las provincias fisiográficas Sierras Transversas y Sierras Bajas (Raisz, 1964). En 1981 INEGI, realizó otra clasificación, donde el área abarca las provincias de Sierra Madre Oriental, la cual se trata de una cadena montañosa con cumbres que oscilan entre los 2,000 y 3,000 msnm, y Sierras y Llanuras del Norte, que se caracteriza por presentar llanuras y sierras pequeñas, generalmente se encuentran cuencas endorreicas o bolsones (Lugo & Córdova, 1992). La zona está delimitada al oeste por la Sierra El Sarnoso, al este por la Sierra de San Lorenzo y la Sierra de Texas, mientras que al sur lo limita la Sierra Las Noas, siendo así, el área de subsidencias una planicie constituida por material aluvial (López & Sánchez, 2010).

2.3. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

El municipio de Lerdo, Dgo., según la delimitación de INEGI, se ubica en la cuenca Río Nazas-Torreón, la que a su vez forma parte de la Región Hidrológica 36 Nazas-Aguanaval, y que junto a la RH 35 (Mapimí) y RH 37 (El Salado) conforman la Región Hidrológico-Administrativa VII, Cuencas Centrales del Norte. La RH36 corresponde a un sistema de drenaje de tipo endorreico y cuyos afluentes de agua son el río Nazas y el río Aguanaval que desembocan en la Laguna de Mayrán y Viesca, respectivamente.

El principal recurso hídrico de la cunca Río Nazas-Torreón es el río Nazas, el cual nace en las partes altas de la Sierra Madre Occidental al poniente de la ciudad de Durango. Tiene una dirección de flujo sur-norte lleva el nombre de Río Santiago, al llegar a Santiago

Papasquiario, Durango, cambia su rumbo hacia el oriente antes de llegar a ciudad Lerdo, continuando su recorrido hasta finalizar en la antigua Laguna de Mayrán.

El caudal del río Nazas está regulado principalmente por dos presas: Aguas arriba en el municipio duranguense de Indé, se encuentra la presa Lázaro Cárdenas conocida como El Palmito, cuya construcción se realizó en 1946 con el propósito de almacenar agua y controlar avenidas extraordinarias. Más adelante, en el municipio de Lerdo, Durango, se ubica la presa Francisco Zarco comúnmente llamada Las Tórtolas. El coeficiente de escurrimiento para este sistema hidrológico es de 0-5% (INEGI, 1981).

2.4. HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

El potencial hidrogeológico del área se caracteriza principalmente por el acuífero Principal- Región Lagunera y el Oriente-Aguanaval, sin embargo, la zona de estudio se encuentra sobre el primero, el cual abarca un área de 12,616.61 Km² y se compone por dos unidades hidroestratigráficas, una granular y otra fracturado. La unidad granular la integran los sedimentos aluviales, fluviales y lacustres del Cuaternario, tiene un espesor promedio de 400 metros, disminuyendo a 50 m en las inmediaciones de las elevaciones topográficas y alcanzando los 100 m en los bajos estructurales; mientras que la unidad calcárea correspondiente al acuífero regional compuesta por rocas carbonatadas de las formaciones Cupido y Aurora que presentan alta transmisividad y baja capacidad de almacenamiento (SEMARNAT, 2016).

En la región, el mayor uso del agua es para fines agrícolas y considerando que los escurrimientos son variables y las sequías recurrentes, la fuente principal son las aguas

subterráneas y como consecuencia el acuífero Principal se encuentra en situación de sobreexplotación.

2.5. CLIMA

En el área de interés del municipio de Lerdo, Dgo., operan dos estaciones climatológicas, la 10108 (Ciudad Lerdo) que cuenta con registros desde el 1 de enero de 1975 hasta el 31 de enero de 2013 y la 10163 (Villa Juárez) con registros desde 1 de septiembre de 1981 hasta el 30 de noviembre de 2012.

Los veranos son largos y calientes y los inviernos son cortos, fríos y secos. La temperatura media anual es de 21.06 °C, la temperatura máxima promedio es de 35 °C en el mes de junio y la mínima de 8 °C en el mes de enero.

Las precipitaciones se presentan mayormente en los meses de junio a octubre, siendo los meses de julio, agosto y septiembre los más lluviosos donde se alcanzan hasta 54 mm de lluvia promedio mensual, sin embargo, la precipitación media anual no sobrepasa los 300 mm. La evaporación potencial ronda los 2,350 mm.

De acuerdo a la clasificación climática de Köppen (1936) y las modificaciones de García (1981), la región corresponde a un clima de desierto (BW), donde la temperatura media anual sobrepasa los 18 °C (h) correspondiente a un subtipo cálido y en donde existe 10 veces más lluvia en el mes más húmedo de la mitad caliente del año que en el mes más seco (w); dando como resultado una clasificación de clima desértico o muy árido con lluvias en verano BWhw(w).

2.6. EDAFOLOGÍA

De acuerdo con la carta edafológica G13-9 de INEGI, EN las zonas montañosas se desarrollan Leptosoles, conforme se van presentando planicies de inundación, los suelos cambian a Calcisoles. En las áreas de cultivo se encuentran Kastanozems y Regosoles, mientras que, para la zona del Río Nazas, los suelos son Fluvisoles (INEGI, 2007). A continuación, se presenta una breve explicación de los principales suelos en la zona de estudio de acuerdo con la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (FAO, 2008):

Fluvisoles: Se trata de depósitos aluviales, donde no solo son sedimentos de ríos, también pueden ser lacustres o marinos. Se desarrollan en abanicos de ríos, valles y marismas. Se ubican en el lecho del Río Nazas.

Leptosoles: Suelos someros sobre roca continua, con gran contenido de grava y pedregal, se distribuyen principalmente en zonas montañosas con topografía fuertemente contrastada. Proviene de varios tipos de roca o materiales no consolidados con menos del 20% de materia fina. Se localizan en las partes montañosas del área.

Kastanozems: Suelos pardo-oscuros, ricos en materia orgánica, se distribuyen en lugares con climas secos, que poseen inviernos fríos y veranos cálidos. Ubicados en las zonas planas aledañas al Río Nazas.

Calcisoles: Suelos con una acumulación calcárea secundaria, se distribuyen principalmente en ambientes áridos a semiáridos, provienen de depósitos aluviales, coluviales y eólicos de material meteorizado rico en bases. Presentan una vegetación

natural escasa representada por arbustos xerófitos y pastos efímeros. Se encuentran en las llanuras adyacentes a las zonas altas.

Regosoles: Son suelos minerales pobremente desarrollados en materiales no consolidados, se distribuyen en tierras erosionadas, generalmente en zonas áridas y semiáridas y lugares montañosos. Se encuentran en las llanuras adyacentes a las zonas altas.

2.7. VEGETACIÓN

El municipio de Lerdo, Dgo., se encuentra dentro de la región semidesértica del estado de Durango, donde existe gran diversidad de especies vegetales destacándose el *Agave lechuguilla* (lechuguilla), *Euphorbia antisiphylitica* (candelilla), *Partenium argentatum* (guayule), entre otras (SEMARNAT, 2013).

En cuanto a ciudad Lerdo, abundan dos tipos de vegetación: el matorral xerófilo y el pastizal natural, el primero se desarrolla en zonas planas y en lomeríos, el segundo se encuentra especialmente sobre suelos calcáreos, así como lugares de pino y encino en las partes más altas.

CAPÍTULO III

3. GEOLOGÍA

3.1. GEOLOGÍA REGIONAL

De acuerdo con Ortega *et al.* (1992), la zona de estudio se encuentra en la provincia geológica del Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas, la cual tiene un origen volcanosedimentario y es de edad Mesozoica.

Regionalmente, el área se trata de una zona de descarga caracterizada por las Lagunas de Mayrán y Viesca, bordeadas hacia el sur y oeste por la secuencia Parrense con orientaciones NNW-SSE formando la curvatura de Torreón y hacia el norte y este por la secuencia coahuilense (Martínez, 1989).

Lerdo se encuentra frente a dos provincias geológicas mayores: La península de Coahuila y la Cuenca de Parras (Tardy, 1972). De acuerdo con Gómez (2012), la configuración tectónica comienza con el rompimiento del basamento antiguo a causa de la deriva de la placa de Norteamérica al tiempo que la placa del Pacífico es subducida.

Para el Triásico tardío-Jurásico medio, el basamento se rompe debido a esfuerzos tensionales, formando fosas y pilares que posteriormente se rellenan con fragmentos continentales como conglomerados y areniscas intercalados con derrames de andesita, así como material volcánico a consecuencia de un magmatismo de tipo arco insular, dando origen a la formación Nazas.

Para el Jurásico superior, ocurre el primer evento de transgresión marina proveniente del sureste, donde rocas marinas se sobreponen a las continentales;

sedimentos terrígenos se depositaron en las bordes de la plataforma Coahuila, permitiendo las rocas de la Formación La Gloria, La Casita, Carbonera y Taraises.

A medida que el basamento de la Isla de Coahuila subside, comienza a ser cubierta por el mar. En el Barremiano-Aptiano (Cretácico inf.), existe un tirante de agua profundo que permite la formación de una plataforma carbonatada de ambiente de plataforma semi-restringida y plataforma abierta, correspondiente a la Formación Cupido.

Durante el Aptiano tardío-Albiano, la subsidencia de la cuenca es mayor, permitiendo una mayor transgresión marina y mayor depositación de material arcillo-calcáreo, arcilloso, limo-arcilloso, dando origen a la formación La Peña.

En el Albiano-Cenomaniano, los mares cubren totalmente la Isla de Coahuila y dado que en el occidente existe una estabilidad tectónica, se pudieron acumular carbonatos en un ambiente lagunar de plataforma abierta, semi-restringida y restringida, de la Formación Aurora.

Existió una etapa de regresión del arco magmático entre una edad de 32-25 Ma (Oligoceno), donde se emplazaron cuerpos intrusivos graníticos como El Sarnoso (To Gr). Esta fase de deformación expone las rocas a la erosión e intemperismo, dando origen a la Formación Santa Inés representada por conglomerados, semejantes a los que dieron origen a la Formación Ahuichila (SGM, 2007).

La orogenia Laramide representó una etapa de plegamiento y fractura de las rocas mesozoicas desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno tardío, donde los ejes estructurales presentan una tendencia NW-SE y E-W, que se encuentra afectados por una falla de desplazamiento lateral localizada en los bordes meridional y occidental de la Plataforma

Coahuila, así como una serie de fosas y pilares (CNA, 2015), depositándose las rocas continentales de la Formación Ahuichila, producto de la erosión de las rocas cretácicas (Gómez, 2012).

La secuencia vulcano-sedimentaria se ve afectada por la dinámica de los ríos Nazas y Aguanaval, que transportaban y depositaban sedimentos en forma de abanicos aluviales delimitados en el sur y poniente por la Sierra Madre Occidental y al oriente por las sierras de San Lorenzo y Texas.

Estos procesos modificaron la dirección del Río Nazas, que originalmente se dirigía hacia el sureste rumbo a las fosas tectónicas, para después cambiar de dirección y desembocar en la Laguna de Mayrán.

Los cambios de las direcciones de los ríos Nazas y Aguanaval originados en el Terciario tardío, crean el “Sistema de Cauces y Paleocauces de los ríos Nazas y Aguanaval” que constituyen una serie de meandros y canales serpenteantes abandonados.

De manera regional, se describen las formaciones geológicas que componen la columna estratigráfica basado en los trabajos de Imlay (1936):

Formación Nazas

Corresponde a la unidad más antigua de la columna sedimentaria (TRsJm MV) con edad del Triásico superior-Jurásico medio (230 ± 20 Ma), cuya localidad tipo se encuentra sobre el río Nazas en Villa Juárez, Durango. Está representada por una secuencia de lavas intercaladas con tobas, lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados de color rojo, los diámetros van desde 1 cm hasta 15 cm. El espesor de la unidad en la localidad tipo es de 548 metros.

Formación La Gloria

Sobreyaciendo la Fm. Nazas se encuentra la Fm. La Gloria (Jo Ar-Cz) del Jurásico superior (Oxfordiano-Kimmeridgiano), siendo la localidad tipo el cañón de Mimbres en Parras, Coahuila; Imlay (1937), la define como caliza gris de espesores medianos a gruesos, arenisca de tonos amarillos con conglomerados, el espesor que se reporta para toda la unidad en el levantamiento de Villa Juárez es de 730 metros.

Para el área de estudio, no se registró el depósito de la Formaciones Casita y Taraises, que sobreyacen a la Fm. La Gloria.

Formación Cupido

Sobreyace concordantemente una secuencia de estratos de caliza gris oscuro de espesores delgados a medios con concreciones de pirita y nódulos de pedernal gris claro, de la Fm. Cupido (Kbap Cz) del Berremiano-Aptiano, presenta gran abundancia de fauna fósil principalmente amonites y foraminíferos; la localidad tipo se encuentra en el cañón de Mimbres en Parras, Coahuila; donde tiene espesores de 431 metros. Para el área de estudio, la Fm. Cupido se representa por calizas de color gris claro a oscuro con espesores de 60 a 110 cm y con algunos nódulos de pedernal. Esta unidad conforma el cerro de las Calabazas, que ha sido explotado como banco de materiales (SGM, 2007).

Formación La Peña

Sobre ésta, se encuentra la Fm. La Peña (Kap Cz-Lu) del Aptiano tardío, con un espesor variable, ronda los 450 metros en la localidad tipo en la Sierra de Parras, está constituida por calizas arcillosas de color gris oscuro en estratos gruesos con estratos de

caliza finamente estratificada, es rica en macro y microfauna, especialmente los amonites de la especie *Dufrenoyia sp.* Que se encuentran en toda la formación.

Formación Aurora

Sobreyaciendo concordantemente a la Fm. la Peña, se alza la Fm. Aurora (Ka Cz) del Albiano temprano, la cual se compone de caliza gris claro a ocre en estratos masivos a gruesos con nódulos de pedernal gris oscuro a negro y escasas intercalaciones de lutita calcárea gris (Imlay, 1937).

Granito El Sarnoso

Cortando a toda la secuencia sedimentaria antigua anteriormente descrita, y a manera de discordancia, afloran rocas intrusivas de composición granítica denominadas como Granito El Sarnoso, el cual presenta un color beige oscuro en muestra fresca y marrón oscuro en muestra intemperizada, en la Sierra El Sarnoso contiene minerales como ortoclasa, cuarzo y epidota.

Formación Ahuichila

Sobre el Granito El Sarnoso, se depositaron conglomerados polimícticos constituidos por clastos de caliza, arenisca, limolita, lutita, pedernal, cuarzo, toba caolinizada, cementados por una matriz de caliche rojizo a grisáceo. Esta secuencia es denominada como Fm. Ahuichila (Teo Cgp) del Eoceno-Oligoceno, cuya localidad tipo se encuentra en el “Frentón Ahuichila” en Viesca, Coahuila.

Sobre la Fm. Ahuichila existe un estrato de conglomerado polimíctico representado por clastos continentales que varían de cantos a gravas poco consolidadas, embebidas en una matriz de arena, arcilla, limo y caliche del Pleistoceno. Se divide en dos

miembros, el inferior de 30 metros de espesor se compone de material tobáceo y arenisca, interestratificada con delgadas capas de yeso; el miembro superior de 275 metros de espesor es un conglomerado compuesto por calizas, pedernal y rocas volcánicas.

Finalmente, depósitos aluvio-lacustres del Cuaternario:

- Sedimentos de Piamonte o coluviones, compuestos por fragmentos calcáreos angulosos semi-consolidados de tamaño variable, cuya granulometría se hace más fina conforme se alejan de las montañas. Éstos materiales están propensos al fenómeno de sufosión y erosión de arenas finas, se encuentran al pie de los cerros El Huarache y Las Calabazas, con un espesor de 2 a 5 metros (SGM, 2007).

- Sedimentos fluviales, se componen de gravas redondeadas de composición calcárea, con granulometrías gruesas hasta bloques, intercaladas con arenas de grano medio a grueso. Exhiben baja clasificación granulométrica, los clastos presentan imbricación y gradación muy local debido a los eventos de avenidas o crecientes del río Nazas.

- Sedimentos lacustres compuestos por arenas, limos y arcillas. Estos sedimentos constituyen el relleno de la Laguna de Mayrán que ha actuado como depocentro de los materiales transportados por el río. La laguna representaba una llanura de inundación episódica durante las grandes avenidas del río y como ocurre en la mayoría de los ambientes lacustres, es probable que exista una clasificación granulométrica siguiendo patrones concéntricos con sedimentos más finos en el centro de la laguna (González *et al.*, 1994).

3.2. GEOLOGÍA LOCAL

El área de estudio se encuentra rodeada por las sierras: El Sarnoso, Las Noas, San Lorenzo y Texas, con orientación general NW-SE que alcanzan 1,800 msnm; 1,400 msnm y 1,500 msnm, respectivamente, y donde se exponen calizas correspondientes a las formaciones Cupido y Aurora. Las planicies se constituyen de sedimentos fluviales, aluviales y lacustres (Figura 3.1). Particularizando en la zona donde se concentran la mayoría de las subsidencias, en las faldas del Cerro Las Calabazas, se observa que las colonias están desplantadas sobre depósitos de origen aluvial, mientras que en el Cerro de Las Calabazas afloran calizas de la formación Aurora y en la cima, calizas de la formación Cupido (Figura 3.2).

GEOLOGÍA

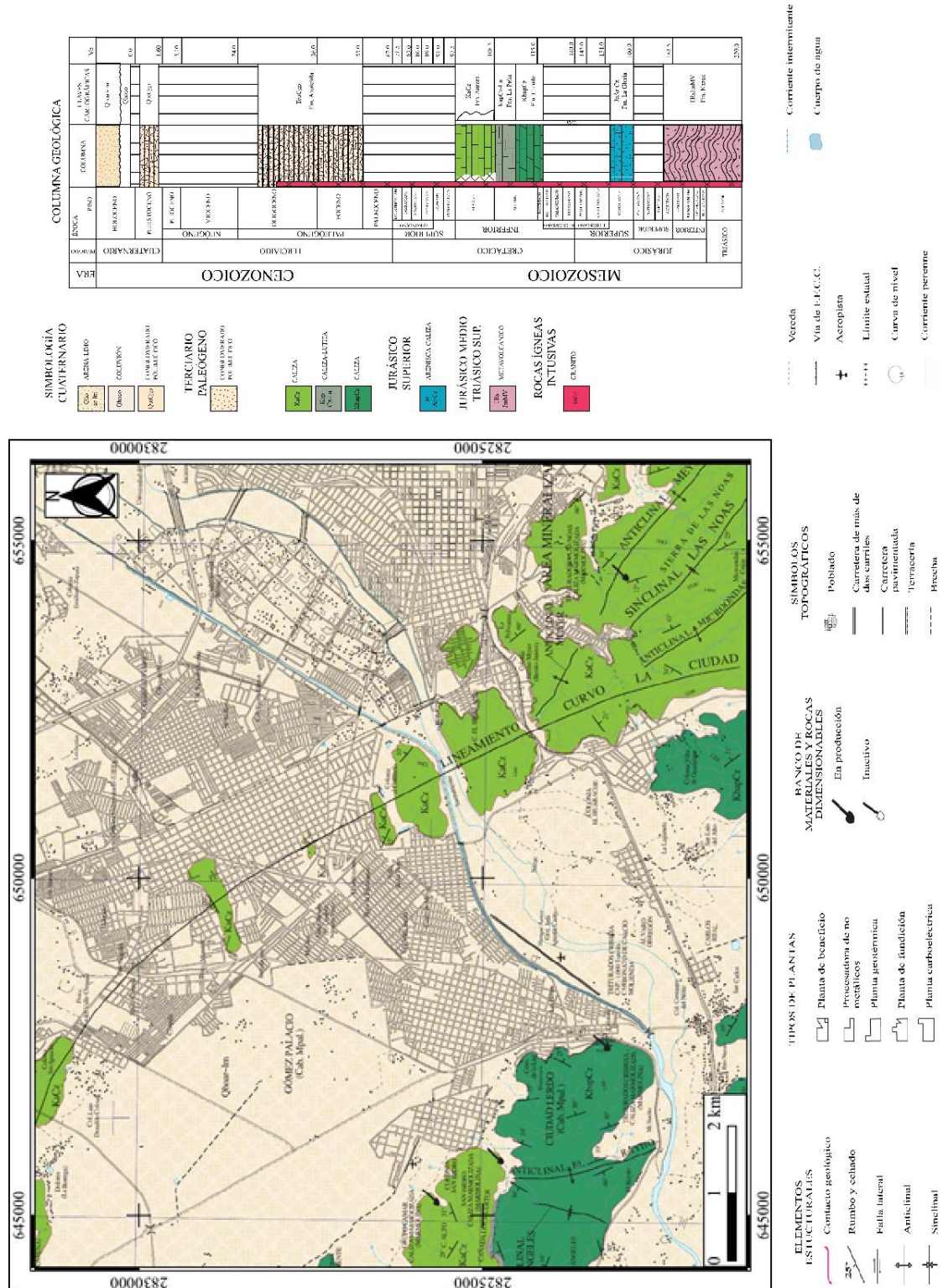


Figura 3.1 Geología local, modificado de la carta Geológico-Minera G13D25 del SGM.

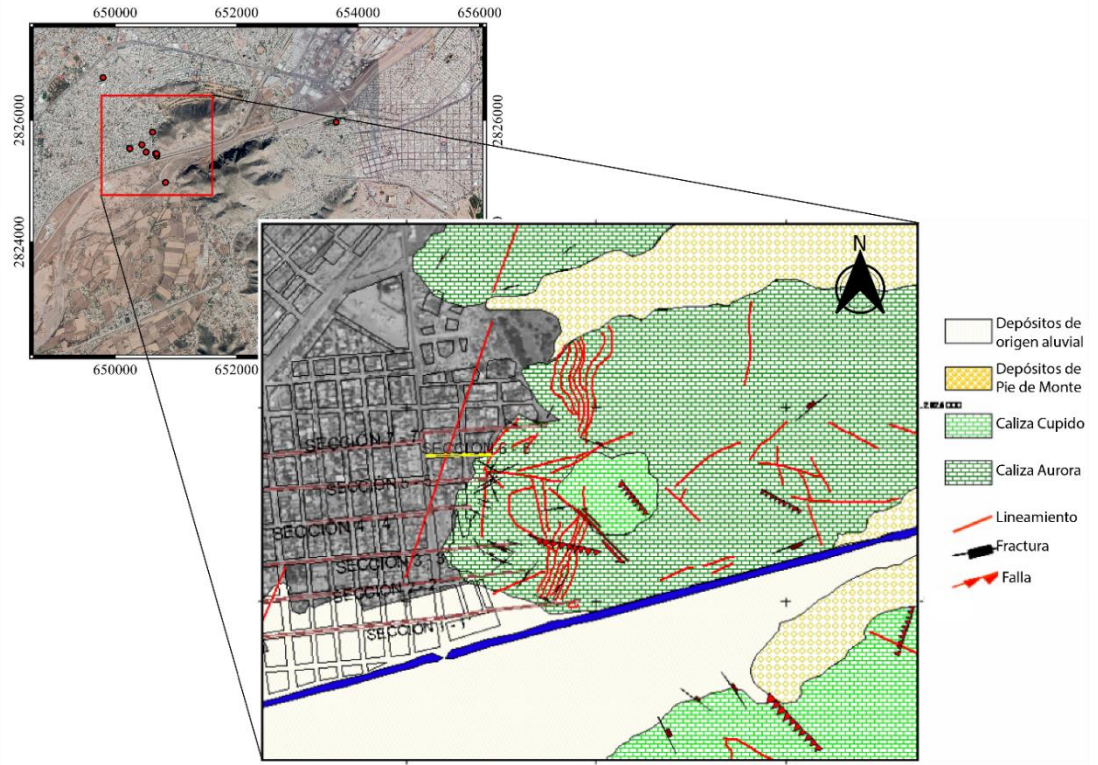


Figura 3.2 Geología local en el área de concentración de subsidencias, la línea azul denota el canal Sacramento (SGM & CAED, 2007).

CAPÍTULO IV

4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

4.1. DEFINICIÓN DEL CONCEPTO DE SUFOSIÓN

El proceso de sufosión se puede definir como la erosión del suelo que ocurre en depósitos de sedimentos poco consolidados. En el proceso, las partículas no cementadas son removidas en suspensión por acción de la infiltración de agua a través de fracturas o espacios de poro, provocando túneles subterráneos someros (Grimes, 1975). Cuando el soporte entre partículas se pierde, el suelo colapsa, causando una reducción repentina en el volumen y asentamientos en superficie.

Algunas condiciones que deben existir para que este proceso ocurra son: (1) Presencia de una fuente de agua, (2) La tasa de infiltración superficial debe exceder la tasa de permeabilidad de alguna capa inferior, (3) Existencia de una capa intermedia o superior de fácil erosión sobre la capa retardante de baja permeabilidad, (4) Gradiente hidráulico sobre la capa retardante, (5) Debe haber una salida para el flujo lateral (Fletcher *et al.*, 1952). Para que el proceso de sufosión comience, el factor principal es la salida lateral relativamente rápida del agua subterránea bajo un gradiente hidráulico pronunciado, mientras que, el transporte de sedimentos denota la continuación del proceso de tubificación o sufosión.

Existen otros factores que pueden contribuir como: Contrastes pluviométricos, presencia de vegetación de tipo estepario, prácticas agrícolas (irrigación, deforestación, etc.), actividad biológica de los animales (madrigueras), presencia de huecos

(macroporos) de raíces rellenos con material poco consolidado (Gutiérrez & Rodríguez, 1984). Asimismo, la sufosión es de 2 a 20 veces más intensa en zonas semiáridas o áridas que en regiones templadas (Verachtert, 2011) y el diámetro de tubificaciones en zonas semiáridas es cerca de un orden de magnitud mayor que en las templadas (Jones, 1994).

El proceso de sufosión puede desencadenar morfología kárstica como cuevas, dolinas, corrientes subterráneas, etc. (Grimes, 1975). Los colapsos asociados a este mecanismo comúnmente pasan a elevaciones lejanas del río relativamente inactivo, durante periodos de baja descarga, generalmente luego de que eventos de tormenta e inundación tomaron lugar (Hagerty, 1991).

Generalmente, la sufosión tiene una génesis natural en depósitos de suelos aluviales (Hagerty, 1991), sin embargo, se ha registrado también en coluvión, arcillas, limolita, lutita, toba, ceniza volcánica (Parker, 1963), siendo los estratos con alto contenido de limos y arcillas los más propensos a sufosión (Jones, 1971). Algunos procesos antropogénicos pueden contribuir a su formación, como es el caso de las presas, que, a causa de su construcción y operación, el régimen de agua superficial y subterráneo cambia, pudiendo desencadenar procesos como sufosión, erosión y efectos de golpe de ariete (Milanovic, 2002). Es entonces que, la sufosión es común en lugares donde existen presas, diques o excavaciones profundas que pueden generar grandes diferenciales en la carga hidráulica en distancias relativamente pequeñas (Parker, 1963).

Aunque la sufosión supone un claro proceso de erosión, existen dificultades para reconocerlo. En primero, los efectos derivados son tan sutiles que no son evidentes, segundo, generalmente la sufosión es intermitente, si la fuente de agua principal es el

banco de almacenamiento durante inundaciones, el proceso solo se presentará después de ello (Hagerty, 1991).

4.2. DESARROLLO DE TUBIFICACIONES

A medida que el estrato de suelo se satura y el agua fluye debajo del nivel freático hacia los lugares de menor presión, o a otro estrato permeable, el agua arrastra en forma de suspensión partículas de agua disgregadas o dispersas. Esta mecánica crea pequeños vacíos/agujeros, pero, a medida que el tiempo y los eventos de escorrentía transcurren, los conductos se hacen más grandes, creando una mayor superficie de descarga de agua subterránea y por ende, un conducto de permeabilidad ilimitada.

Los volúmenes de descarga, luego de precipitaciones intensas, se canalizan rápidamente por las tubificaciones, cavando y agrandando su diámetro. Finalmente, en las áreas más débiles, se generan colapsos, dando paso a una serie de socavones que posteriormente actúan como superficie de captación de agua y conducción hacia las tubificaciones subterráneas (Parker, 1963). Se ha documentado que para que el colapso ocurra, una vez comenzado el proceso de sufosión, pasan alrededor de 5-10 años, sin embargo, puede ocurrir en periodos menores a 2 años (Verachtert *et al.*, 2011).

4.3. MECÁNICA DE SUELOS

Como anteriormente se mencionó, la sufosión se ha reportado en muchos tipos de suelos, donde, se distinguen principalmente tres, los cuales son propensos al desarrollo de dicho fenómeno: Histosoles, Luvisoles y Xerosoles (Calcisoles) (Faulkner, 2006).

En el caso de los Histosoles, la sufosión toma lugar en climas húmedos con presencia de suelos orgánicos, mayormente turbas, esto debido a que, en primera instancia,

se necesita un cierto grado de humedad para que se desarrollen estos suelos. Para los suelos colapsables como suelen ser los loess (Luvisoles), en un estado seco, el arreglo de partículas propicia una baja densidad, que, al mojarse, da paso a un reacomodo de partículas, disminuyendo el volumen y aumentando la densidad del estrato. Conforme varían los estados (seco y húmedo), se generan fisuras que actúan como macroporos para infiltración. Estas zonas de infiltración fungen como zonas altamente erosionables y planos de falla propensos a sufosión (Collison, 2001).

Para el caso de los suelos dispersivos (Calcisoles), se trata más de un proceso fisicoquímico, que de suelos colapsables como en los Luvisoles. Existen minerales arcillosos 2:1 (Figura 4.1), que tienen 2 capas tetraédricas en los extremos ocupadas por Si^{4+} y una octaédrica en el centro ocupada por Al^{3+} , pertenecientes al grupo de las esmectitas, dicha estructura se caracteriza por la presencia de cationes débilmente hidratados, lo cual favorece la penetración de moléculas de agua (González *et al.*, 2004) que se convierten en fisicoquímicamente activos en presencia de cationes monovalentes. La presencia de estos cationes en sitios de intercambio altera las cargas de las capas de arcilla, desfloculando las moléculas y provocando que los enlaces que había entre las arcillas y otras partículas ya no existan. Generalmente, este tipo de sufosión se desarrolla en climas semiáridos, donde el sodio no se pierde rápidamente por efecto de la humedad (Faulkner, 2006).

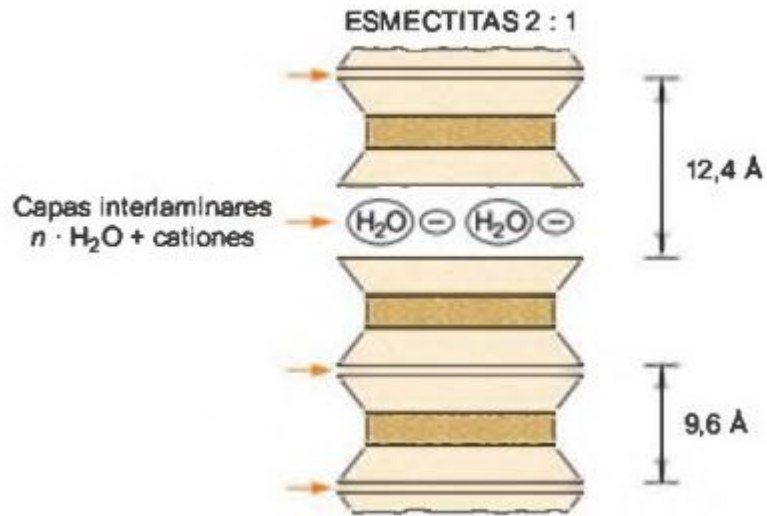


Figura 4.1 Estructura molecular de las esmectitas, se ilustran los cationes interlaminares rodeados por moléculas de agua, se pone como ejemplo la Na-esmectita-anhidra, que en estado seco tiene un espacio basal de 9.6 Å que al incorporarse moléculas de agua aumenta a 12.4 Å (González, 2004).

4.4. RECARGA

La mayoría de los estudios de sufosión se centran en los procesos de erosión superficial, a pesar de que dicho mecanismo comprende un proceso relativamente somero (Bernatek-Jakiel & Poesen, 2018). Uno de los factores superficiales fundamentales en la erosión subterránea somera es la recarga, donde, aspectos de la erosión que resultan del flujo de infiltración no están controlados por la recarga total anual, si no por las tasas de recarga a corto plazo durante las tormentas o épocas húmedas (Dunne, 1990).

Bajo condiciones no saturadas, el agua que se infiltra al medio poroso fluye por la matriz de grano. Si el suelo se satura, aun localmente o sobre algún horizonte relativamente impermeable, o sobre el techo del macroporo formando una zona saturada “colgada”, donde, si la percolación vertical sustituye el agua más rápido que la percolación no saturada, el agua tenderá a fluir de la matriz al macroporo (Figura 4.1). Estas zonas o acuíferos colgados se pueden saturar de manera perenne o efímera.

Una vez iniciada la recarga, para que el flujo a través de los macroporos continúe, el volumen de entrada debe exceder el volumen de salida lateral, la cual disminuye con el paso del tiempo a medida que la matriz se humedece y el gradiente de presión disminuye (Dunne, 1990). El flujo, a través del estrato permeable y hasta el naciente conducto, es laminar, en cuanto atraviesa la tubificación se convierte en turbulento (incremento en el Número de Reynolds).

4.5. DINÁMICA DE LA EROSIÓN SUBSUPERFICIAL

El flujo subsuperficial puede erosionar en dos maneras: 1) A través de una fuerza de arrastre que entra en las partículas con la filtración de agua, causando licuefacción del suelo. 2) Por un esfuerzo de corte aplicado a las márgenes del macroporo. Siendo la primera, la que impera en suelos no consolidados, y el segundo en suelos consolidados donde el agua se infiltra a través de grietas (Parker, 1963).

La erosión por flujo subsuperficial, debe comenzar en el extremo aguas abajo, de un patrón de flujo de agua subterránea, y extenderse aguas arriba, ya que se requiere que el material erosionado se transporte aguas abajo por un conducto previamente formado.

El arrastre de partículas puede ser precedido por largos periodos de humectación en el frente de infiltración, reduciendo la cohesión de materiales geológicos.

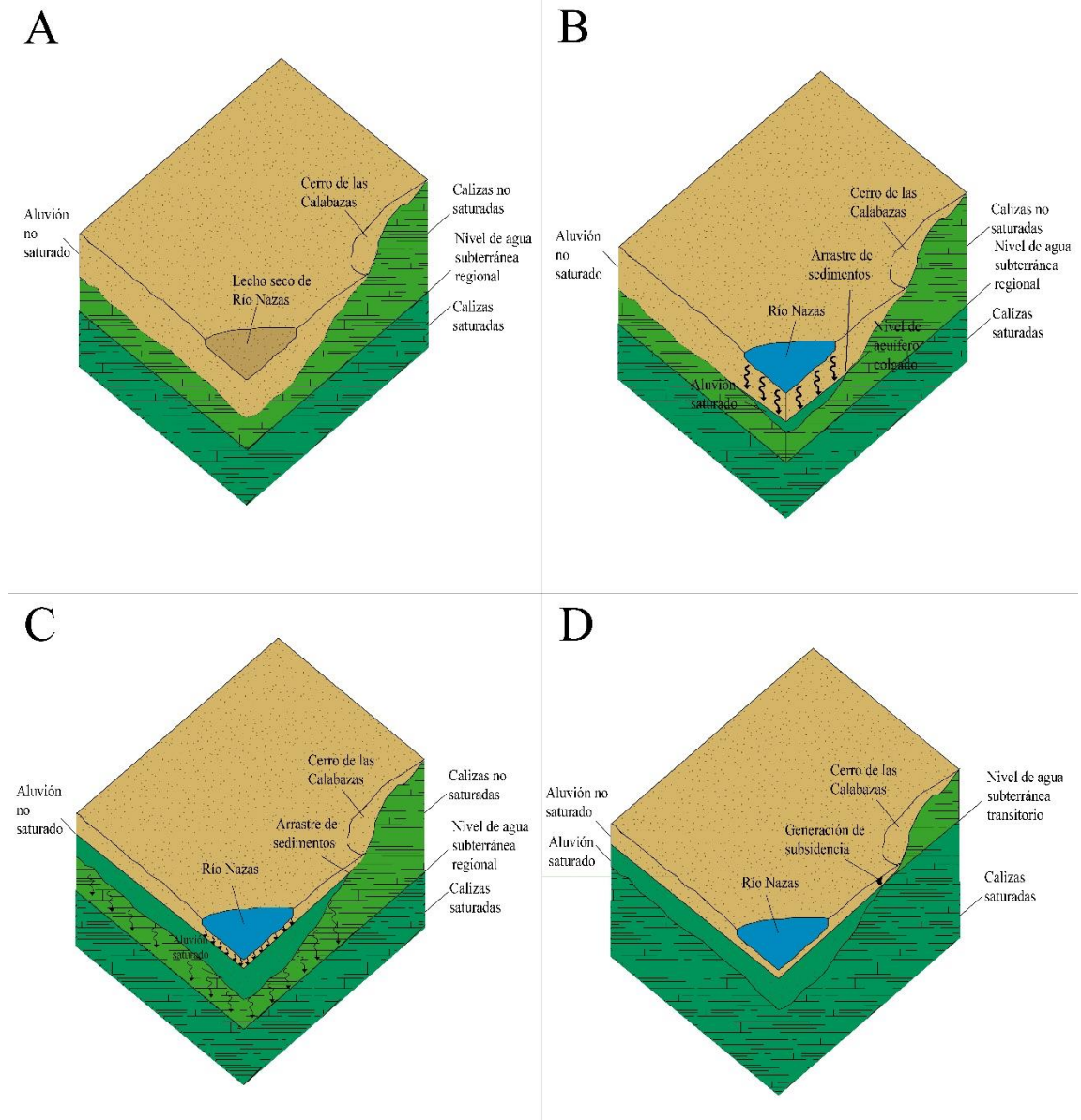


Figura 4.2 Dinámica del agua a través del medio poroso. A) Condición de río seco, acuífero granular no saturado, nivel freático regional en calizas. B) Fluye agua por el río Nazas, comienza a infiltrarse al acuífero granular, formando un tipo de acuífero colgado temporal, inicia el arrastre de sedimentos. C) Continúa la infiltración, del río al aluvión, y comienza la infiltración del acuífero colgado hacia las calizas fracturadas subyacentes, continúa el arrastre de sedimentos. D) El nivel freático regional aumenta, saturando la base del aluvión, ocurre reacomodo de partículas donde hubo arrastre de finos y se genera la subsidencia.

CAPÍTULO V

5. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

5.1. LA MODELACIÓN EN LA HIDROLOGÍA E HIDRÁULICA

Un modelo hidrológico de la superficie se puede definir como un conjunto de ecuaciones que ayudan en la estimación de la esorrentía como una función de varios parámetros usados para describir las características de la cuenca (Gayathri et al., 2015). El modelo basa en la ley de conservación de masa, y puesto que se trata de una representación simplificada de un sistema complejo, al conceptualizar esta idea se establecen los límites alcanzados por una cuenca. La entrada es la precipitación, y la salida es constituida por el caudal. Al margen de esta interacción se cuantifica el volumen que se concentró en el espacio hidrológico, considerando la evaporación y flujo subsuperficial (Figura 5.1).

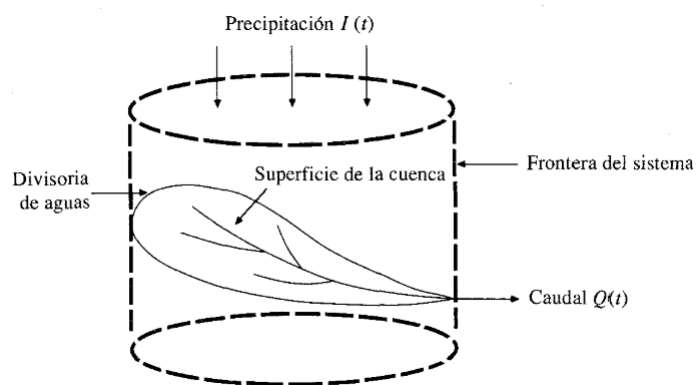


Figura 5.1 La cuenca como sistema hidrológico (Pascual & Díaz, 2016).

Se requiere cuantificar dos conceptos para desarrollar un modelo hidrológico: (a) un análisis meteorológico, del que se obtienen los hietogramas de diseño para las simulaciones precipitación y escorrentía; y (b) un análisis de cuenca, que se refiere a las pérdidas, transformación de lluvia-escorrentía y flujo base (Nanía, 2007).

Por otra parte, los modelos hidráulicos describen de manera matemática el flujo de agua en canales abiertos, estimando los espesores de lámina de agua, velocidad de flujo, zonas de inundación, etc. Los modelos hidrológicos se enfocan en la transformación precipitación-escorrentía.

Debido a las características de cada evento de subsidencia seleccionado, se abordan de manera distinta. Tomando como referencia la disponibilidad de datos hidrológicos e hidrométricos se selecciona el modelo que mejor se adapta en cada caso (Cuadro 5.1). En agosto de 1991 se involucran variables hidráulicas ya que existía flujo en el cauce del río Nazas, por ello, se selecciona un modelo hidráulico. En los casos de octubre de 2006 y septiembre de 2012, se trata de eventos de precipitación por lo que se seleccionan modelos hidrológicos.

Cuadro 5.1 Definición de modelos superficiales.

Caso	Modelo hidrológico	Modelo hidráulico
24 de agosto de 1991		X
19 de octubre de 2006	X	
14 de septiembre de 2012	X	

5.2. CONSTRUCCIÓN DE MODELOS HIDROLÓGICOS

El objetivo de esta sección es simular la respuesta de la cuenca hidrológica ante eventos de precipitación extrema con distintos periodos de retorno, con base en características topográficas y parámetros hidráulicos. El modelo hidrológico de escorrentía consiste en un análisis general de morfometría de la cuenca, un análisis meteorológico y un análisis hidrológico, con el fin de estimar la escorrentía superficial en la cuenca de interés, que constituirá el factor de recarga en el modelo hidrogeológico (subterráneo).

Para este trabajo se seleccionó el modelo hidrológico HEC-HMS 5.0.6, que toma como referencia el Hydrologic Engineering Center (HEC) del US Army Corps of Engineers. El modelo utiliza un enfoque semidistribuido, dividiendo a la cuenca en unidades de respuesta hidrológica o subcuencas. Está diseñado para simular escorrentía superficial dentro de una cuenca en respuesta a eventos de precipitación, análisis de multi-inundación, escenarios de rotura de presa y manejo de peligro de inundación. Como resultado del proceso de modelado se obtienen hidrogramas de corriente en ubicaciones específicas dentro de la cuenca. Las especificaciones de control delimitan el periodo de tiempo que abarca la simulación. Utiliza modelos de cuenca, modelos meteorológicos, especificaciones de control y datos de entrada como coeficientes de infiltración, métodos de transformación, hietogramas, hidrogramas.

5.2.1. ANÁLISIS DE MORFOMETRÍA DE CUENCA

El modelo morfológico de la cuenca constituye parte de la base de la simulación hidrológica. El principal objetivo es convertir las características topográficas en cauces de

flujo y cuencas. Para obtener las redes hidrográficas de la cuenca se utilizó el Programa de Parametrización Topográfica (TOPAZ por sus siglas en inglés) a través del software hidrológico Watershed Modeling System (WMS) desarrollado por la compañía Aquaveo. Ingresando como base los Modelos Digitales de Elevación de INEGI escala 1:50,000, y aplicando el método determinista de los ocho vecinos (Holmgren, 1994; García, 2004; Martz & Garbrecht, 1992) operado por TOPAZ, se obtuvieron redes de flujo y áreas de acumulación de agua. Las redes de flujo fueron modificadas con base en imágenes satelitales e hidrografía publicada por el SIATL (Simulador de flujos de agua de cuencas hidrográficas) a fin de contar con una red que represente el cauce del río Nazas en condición natural, y así poder delimitar subcuencas definiendo puntos de drenaje, elementos y orden hidrológicos (Figura 5.2). Se asignaron nombres a cada subcuenca con base en la dirección del flujo, A para la subcuenca aguas arriba, B para la subcuenca conectada a la anterior y así sucesivamente hasta la D que corresponde a la zona de descarga. En el cuadro 5.2 se muestran los parámetros geométricos de subcuenca. De acuerdo con la Figura 5.2, se observa que las líneas hidrográficas de la subcuenca D tienen a hacerse rectas hacia el noreste, se asume que es debido a la condición de planicie y lagunar de la zona, donde la topografía no representa un marcado conducto de agua.

Puesto que la zona de acumulación de subsidencias se encuentra en la subcuenca D, para futuros análisis hidrológicos se tomará en cuenta solamente dicha subcuenca.

Cuadro 5.2 Atributos topográficos de subcuenca calculados en TOPAZ.

Atributo	A	B	C	D
BASINAREA	2154.02250	1014.49500	1412.16250	572.08000
BASINSLOPE	0.110826250	0.225843980	0.222960790	0.06694689

HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Continuación Cuadro 5.1

Atributo	A	B	C	D
MFDIST	96.97810	61.76060	76.04790	54.14143
MFDSLOPE	0.013023560	0.020355160	0.013018110	0.013557080
CENTDIST	0.05000	0.20616	0.36056	0.10607
CENTOUT	47.15424	24.74298	21.62992	26.14323
SLCENTOUT	0.008482800	0.005340790	0.001063340	0.000382510
PSOUTH	0.273549840	0.399765400	0.348607190	0.094313730
PNORTH	0.726450160	0.600234600	0.651392810	0.905686270
MSTDIST	95.45886	60.41207	74.22866	52.11864
MSTSLOPE	0.011104260	0.017085110	0.009740170	0.004355450
BASINLEN	76.00238	42.78504	48.96616	37.56647
SHAPEFACT	2.6816630	8044052	1.6978818	2.4668578
SINUOSITY	1.2559982	1.4119905	1.5159175	1.3873711
PERIMETER	348.04125	277.04935	360.55813	203.56444
MEANELEV	1694.97876	1619.92862	1423.47618	1154.47805
CENTROIDX	624845.5025	607949.5385	628741.9915	659655.1063
CENTROIDY	2754562.781	2802007.899	2815859.795	2828469.173

BASINAREA: Área de la cuenca en km².

BASINSLOPE: Pendiente de la cuenca en km/km.

MFDIST: Ruta de flujo máximo en km.

MFDSLOPE: Pendiente a lo largo de la ruta de flujo máximo en km/km.

CENTDIST: Distancia desde el centroide al punto más cercano del canal principal en km.

CENTOUT: Distancia desde el punto en la corriente más cercana al centroide hasta la salida en km.

SLCENTOUT: Pendiente de la distancia del CENTOUT en km/km.

PSOUTH: Porcentaje de área orientada al sur.

PNORTH: Porcentaje de área orientada al norte.

MSTDIST: Distancia de corriente más larga dentro de la cuenca en km.

MSTSLOPE: Pendiente de MSTDIST en km/km.

BASINLEN: Distancia al punto más lejano dentro del perímetro de la cuenca en km.

SHAPEFACT: Longitud de la cuenta dividida por el área en km.

SINUOSITY: Máxima distancia de flujo dividida por la longitud de la cuenca.

PERIMETER: Perímetro de la cuenca en km.

MEANELEV: Elevación promedio en msnm.

CENTROIDX: Distancia al centroide en el eje x.

CENTROIDY: Distancia al centroide en el eje y.

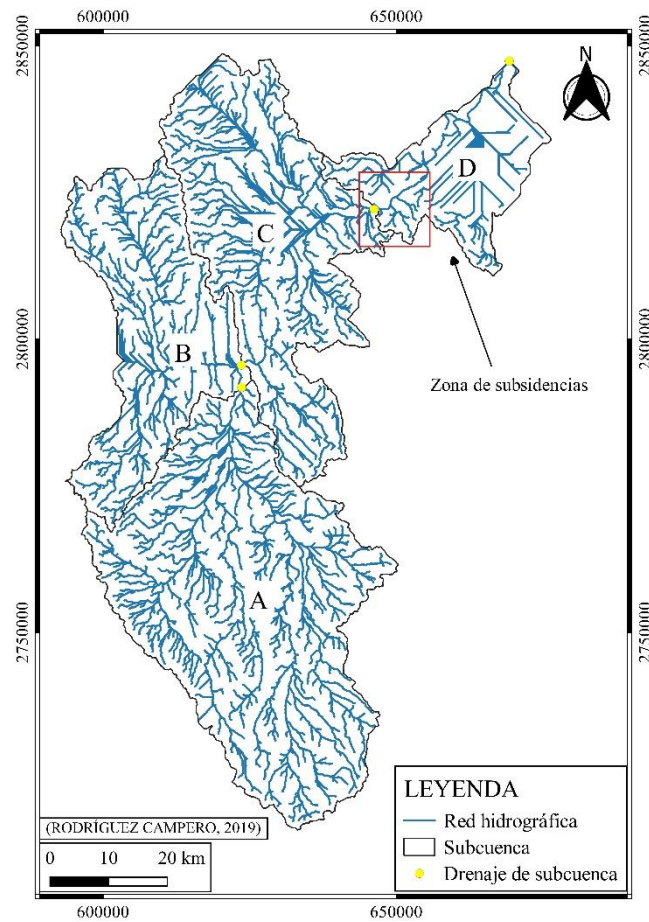


Figura 5.2 Red hidrográfica y división de subcuencas elaborado en WMS.

5.2.2. ANÁLISIS METEOROLÓGICO

La simulación de un sistema hidrológico a través de un modelo requiere hietogramas de diseño que describen evolución de la intensidad de tormenta en el tiempo. Para obtenerlos, se pueden utilizar hietogramas previamente realizados con datos de precipitación real. Sin embargo, en muchas ocasiones no se cuenta con ese tipo de datos y es necesario elaborarlos a partir de tormentas de diseño con las que se podrá estimar

razonadamente la cantidad e intensidad de lluvia por unidad de tiempo en cualquier punto de la cuenca (Triviño & Rojas, 2004).

Con el fin de determinar las tormentas y los hietogramas de diseño se analizaron las series pluviográficas correspondientes al periodo 1982-2012 de dos estaciones climatológicas (Cuadro 5.3) operadas por la Comisión Nacional del Agua (CNA) y el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), de las cuales, se completaron los datos faltantes utilizando medias móviles.

Cuadro 5.3 Estaciones climatológicas analizadas.

ID	Estación	Datos completos	X	Y	Altitud (msnm)	Estado
10108	Ciudad Lerdo	100%	648499	2826245	1,140	Durango
10163	Villa Juárez	95.14%	646432.1	2828500.4	1,160	Durango

La distribución espacial de la precipitación se obtuvo aplicando el método de pesos ponderados de polígonos de Thiessen a través de QGIS (Figura 5.3), determinando las áreas de influencia de las estaciones climatológicas seleccionadas (Cuadro 5.4).

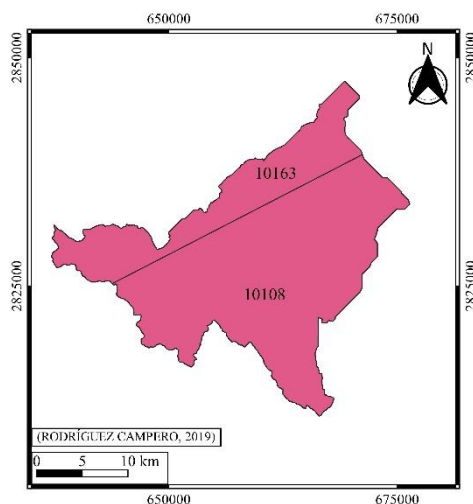


Figura 5.3 Áreas de influencia de cada estación climatológica utilizada.

Cuadro 5.4 Área de influencia de cada estación climatológica de acuerdo con el método de Thiessen.

Área subcuenca (km ²)	Estación	Área de influencia de estación (km ²)
Subcuenca D		
572.176	10108	409.303
	10163	162.873

Analizando las series de tiempo completas, y evaluando los valores de precipitación extrema, se aplicó una distribución de probabilidad de Gumbel para la matriz de datos de precipitaciones extremas, de donde se obtuvieron las precipitaciones máximas probables en 24 horas para los periodos de retorno de 2, 5, 10, 25, 50, 100 y 500 años para cada estación climatológica, los cuales se eligieron de manera aleatoria. Finalmente, los valores obtenidos se multiplicaron por el coeficiente de corrección por el intervalo fijo de observación, 1.13, propuesto por Campos-Aranda 1998 (Figura 9.1 en Anexos).

Las precipitaciones máximas probables corregidas, se distribuyeron en intervalos de una hora a través del coeficiente de relación de lluvia con duración menor a 24 horas, posteriormente se transformaron en intensidades, usado las distribuciones obtenidas por polígonos de Thiessen se promediaron para cada subcuenca.

Para obtener los hietogramas de diseño en cada subcuenca se realizó una regresión lineal simple para diferentes periodos de retorno propuestos, obteniendo como primer resultado las curvas Intensidad-Duración-Frecuencia, y los hietogramas de diseño. Para

este estudio se seleccionó una tormenta con duración de cinco horas, calculando las alturas de lluvia a cada diez minutos.

5.2.3. ANÁLISIS HIDROLÓGICO

El esquema de trabajo de HEC HMS está constituido por solo una subcuenca, un tramo de corriente y una salida (Figura 5.4).

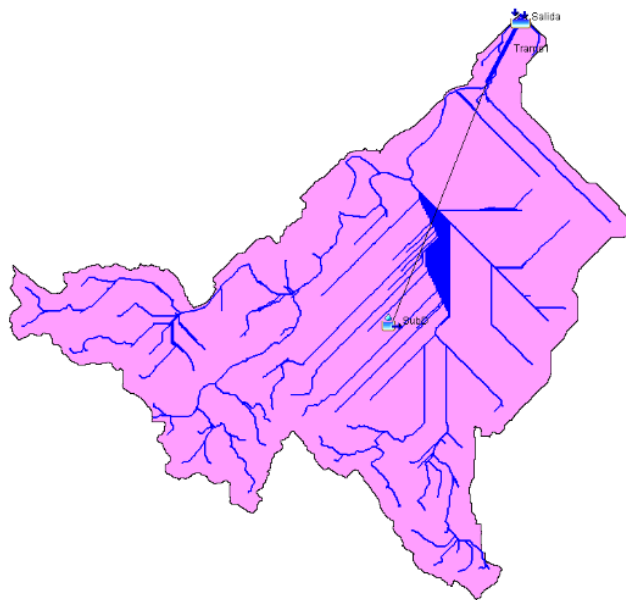


Figura 5.4 Modelo conceptual hidrológico de la subcuenca D.

El modelo HEC-HMS utiliza volúmenes de almacenamiento para calcular la cantidad de agua en cada fase del sistema del ciclo del agua (Figura 5.5)

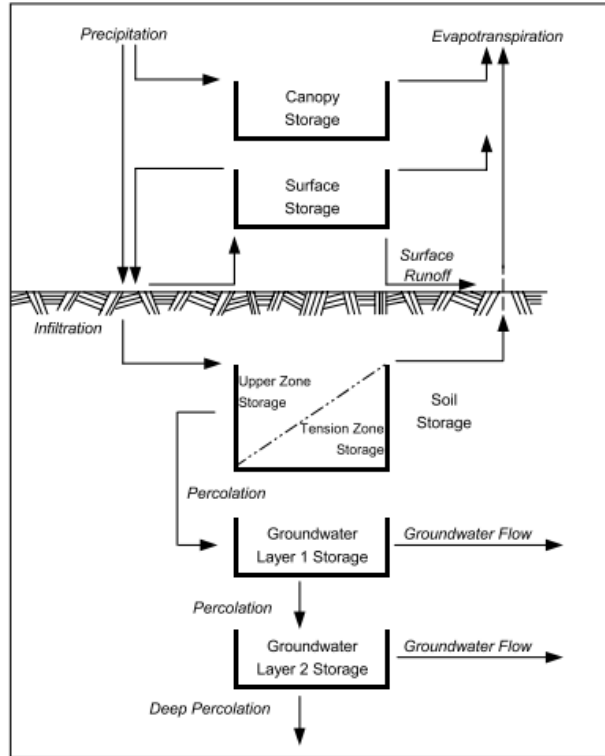


Figura 5.5 Modelo esquemático conceptual del ciclo hidrológico en HEC-HMS (Bennett & Peters, 2004).

5.2.3.1. Evapotranspiración

En zonas áridas es característica la rápida evaporación del exceso de agua superficial. Sin embargo, es difícil conocer las proporciones relativas de la evaporación en la escorrentía (Parsons & Abrahams, 2009). Para estimar la evapotranspiración se seleccionó el método de dosel simple el cual propone que toda la precipitación es interceptada hasta llenar la capacidad de almacenamiento, dicha agua será potencial evapotranspiración, hasta que el almacenamiento quede vacío (US Army Corps of Engineers, 2016b).

Las variables utilizadas son: el almacenamiento de dosel inicial, que representa el porcentaje máximo almacenado al inicio de la simulación, el cual se tomó como 0% puesto que la simulación comienza luego de un periodo de ausencia de lluvias (Ahbari et al., 2018). La segunda variable fue el almacenamiento de dosel máximo, que representa la profundidad máxima de agua que puede ser interceptada por la vegetación, para ello se adoptó la clasificación utilizada por Ahbari *et al.* (2018), donde 1.3 mm para vegetación en general donde las especies no son conocidas directamente, 2.0 mm para pastizales y árboles de hoja caduca, 2.5 para árboles de coníferas (Fleming & Neary, 2004)

5.2.3.2. Infiltración

Una vez cumplida la condición de evapotranspiración, el exceso de precipitación pasa por una etapa de infiltración como se muestra en la Figura 5.5 en zonas secas, la infiltración sólo ocurre a profundidades someras, siendo la humedad del suelo baja o muy baja, donde el flujo superficial es importante mientras que el subterráneo carece de relativa importancia; asimismo, en lugares con vegetación escasa, la infiltración adquiere un mayor valor a en localidades con mayor vegetación (Parsons & Abrahams, 2009). Para el análisis de infiltración se seleccionó el método desarrollado por el Servicio de Conservación de Suelo (SCS) de EEUU, actualmente Servicio de Conservación de los Recursos Naturales (NRCS). El método utiliza el cálculo de escorrentía a partir de la precipitación total caída en un área, a través de un parámetro hidrológico o Curva Número (Havrylenko et al., 2006). Este parámetro contempla condiciones de terreno como: uso de suelo, grupo hidrológico de suelo, cobertura vegetal, condición hidrológica (densidad de vegetación) y pendiente del terreno (Mendoza & Burgos, 2008).

Para la Cuenca D, como un primer acercamiento, y de acuerdo con la Base de Datos Armonizada de los suelos del mundo con clave WSOIL_BL59 de la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO), se modificó de acuerdo con imágenes satelitales para tener un porcentaje de terreno mixto urbano más preciso, siendo el GHS A el predominante con un 95%, y el GHS D el de menor abundancia con 5%. El Número de Curva (NC) se calculó en WMS a partir de la capa de tipo de suelos hidrológicos y de uso de suelo, obteniéndose el NC para cada uso de suelo y NC promedio para cada subcuenca (Cuadro 5.5).

Cuadro 5.5 Número de Curva para Subcuenca D.

GHS	Descripción del Uso de Suelo	NC	Área (km ²)	Producto (NCxÁrea)
A	Tierras forestales caducifolias	36	23.114	832.116
A	Matorrales y arbustos	35	305.567	10,694.845
A	Pastizales herbáceos	49	18.161	889.902
A	Pastizales mixtos	35	9.081	317.822
A	Tierras de cultivo y pastos	49	89.155	4368.611
A	Terreno mixto urbano	81	126.176	10220.256
A	Tierra de bosque siempre verde	36	0.826	29.718
NC promedio (Producto total/Área total)				47.81

GHS: Grupo Hidrológico de Suelo

NC: Número de Curva

5.2.3.3. Transformación lluvia-escorrentía

Para llevar a cabo el proceso de transformación de la lluvia en escorrentía se toman en cuenta aspectos como: altura total de la precipitación, características de la cuenca, distribución temporal y espacial de la lluvia. Puesto que en México frecuentemente no se

cuentan con abundantes datos, existen formas para obtener los gastos de un caudal, desde los métodos de envolventes que solo analizan el área de la cuenca en relación con el gasto máximo, métodos racionales, hasta aquellos métodos conceptuales o matemáticos donde se consideran todos los parámetros antes mencionados (Aparicio, 1989).

Con el fin de obtener la transformación se utilizó el método del hidrograma unitario del SCS el cual se basa en el tiempo de retraso que se refiere al periodo que transcurre entre el centroide del hietograma y el centroide del hidrograma de escorrentía. Para calcularlo se acepta tomar el 60% del tiempo de concentración o tiempo de equilibrio, que significa el tiempo que transcurre desde que inicia la precipitación y se establece el gasto en equilibrio (Aparicio, 1989). Esto es, el tiempo necesario para que toda la cuenca contribuya a la generación de flujo en el punto de drenaje. En cuanto a los modelos precipitación-escorrentía, se asume que la duración de la lluvia es igual al tiempo de concentración de la cuenca, ya que en ese periodo toda la cuenca se involucra en la formación de escorrentía. Sin embargo, es importante diferenciar que el tiempo de concentración es la fase de la tormenta que determina el caudal máximo, y este intervalo puede ser igual a la duración total de la tormenta, dependiendo las características de la misma, y no totalmente de la cuenca.

Existen tres formas para calcular el tiempo de concentración: 1) a partir de datos de hidrogramas reales, midiendo el tiempo entre la finalización de la tormenta y cuando el caudal vuelve a su estado en equilibrio, 2) utilizando métodos hidráulicos, midiendo la velocidad de la onda de propagación de avenida, y 3) con fórmulas empíricas, a partir de las características de la cuenca. Generalmente, se opta por el uso de las fórmulas empíricas, a menos que se cuente con datos precisos de hidrogramas de corrientes para las

tormentas analizadas. En este caso se aplicó la fórmula de Kirpich (ecuación 5.1), obteniendo así los tiempos de concentración para las subcuencas (Cuadro 5.6)

$$t_c = 0.06628 \left(\frac{L^{0.77}}{i^{0.385}} \right) \quad (5.1)$$

Donde:

T_c= Tiempo de concentración en horas.

L= Longitud del cauce más largo en km.

i= Pendiente del cauce principal en m/m.

Cuadro 5.6 Tiempo de concentración.

Subcuenca	L (km)	i (m/m)	A (Km ²)	T _c (horas)	T retraso
D	54.14143	0.01355708	572.08	7.504407603	4.5026

5.2.3.4. Flujo Base

Se refiere al agua subterránea somera que regresa rápidamente a contribuir al flujo de corriente durante un evento de precipitación (WMS, 2015) y representa un elemento clave para la estimación precipitación-escorrentía (Salas et al., 2015). La rápida respuesta del flujo de agua subterránea respecto a la precipitación se debe principalmente a la percolación de agua de lluvia en las cercanías del río y por ende, el incremento de la carga hidráulica en el reservorio subterráneo, lo cual, acelera la exfiltración de agua antigua almacenada (Wittenberg, 1999). El flujo base es aquel que alimenta a las corrientes superficiales cuando no existen precipitaciones y dependiendo de su velocidad se puede englobar en el escurrimiento superficial o subterráneo (Aparicio, 1989).

Debido a que en el área de estudio el río Nazas tiene una condición intermitente, es decir, no es alimentado por fuentes ajenas a las precipitaciones, no se toma en cuenta el fujo base.

5.2.3.5. Enrutamiento

Se refiere al comportamiento del pico del hidrograma en un caudal máximo y su evolución a medida que transita aguas abajo, es decir, el cálculo de gastos en cualquier sección transversal del cauce a partir de un hidrograma conocido corriente arriba. Para ello, se seleccionó el método Muskingum-Cunge que incorpora el tradicional Muskingum y calcula hidrogramas en varias secciones transversales de un tramo de río (Fuentes et al., 2006). El método se basa en la ecuación 5.2, donde K y X son constantes que dependen de cada tramo de cauce.

$$O_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 O_2 + C_3 q_L \quad (5.2)$$

Donde:

C_0, C_1, C_2 y C_3 = Coeficientes de tránsito.

I_2 y O_2 = Gastos de entrada y salida respectivamente para el tiempo $\Delta t+1$.

I_1 y O_1 = Gastos de entrada y salida respectivamente para el tiempo Δt .

$$C_0 = \frac{(\Delta t/K)-2X}{2(1-X)+(\Delta t/K)}$$

$$C_1 = \frac{(\Delta t/K)+2X}{2(1-X)+(\Delta t/K)}$$

$$C_2 = \frac{2(1-X) - (\Delta t/K)}{2(1-X) + (\Delta t/K)}$$

$$C_3 = \frac{2(\Delta t/K)}{2(1-X) + (\Delta t/K)}$$

Uno de los factores que influyen en el desarrollo del flujo en un canal es la fuerza de fricción que se opone a la aceleración del fluido, la cual actúa a lo largo del canal natural o artificial y depende de la rugosidad, tamaño y forma de la sección transversal, para ello Robert Manning desarrolló una ecuación (5.3) que relaciona la fuerza impulsora con la que se opone.

$$v = \frac{1.49}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad (5.3)$$

Donde:

v = Velocidad media en m/s.

n = Coeficiente de rugosidad.

R = Radio hidráulico (Superficie mojada/Perímetro mojado).

S = Pendiente de la conducción en m/m.

El cálculo del coeficiente de Manning (n) en cauces naturales requiere mayor cuidado que en cauces artificiales por las heterogeneidades de vegetación, material de lecho, obstáculos, etc. Asimismo, el caudal influye de manera importante en el cálculo, pues a mayor gasto menor será el coeficiente n , sin embargo, si el caudal sobrepasa el cauce alcanzando las llanuras de inundación donde existe mayor vegetación la n de Manning tiende a aumentar (Fernández de Córdova et al., 2018).

Para el cálculo en la zona, se consideró solo el tramo final del río Nazas en la subcuenca, que es el que recoge la precipitación generada en la zona, donde el coeficiente de Manning se asumió 0.030 correspondiente a canales naturales con piedras y maleza (Mott, 2006) (Cuadro 5.7).

Cuadro 5.7 Parámetros para cálculo de enrutamiento

Parámetro	Tramo 1
Longitud (m)	5270
Pendiente (m/m)	0.00045
Coefficiente de Manning (n)	0.030
Forma	Trapezoide
Ancho (m)	255.60

5.2.4. RESULTADOS

Para todos los casos se utilizó el mismo modelo de cuenca descrito en la sección 5.4.1

5.2.4.1. Caso 1 – 19 de octubre de 2006

El fenómeno de subsidencia sucedió en la calle Dalias de la colonia Villa Jardín en Lerdo, el 19 de octubre, alcanzando la cavidad 4 metros de profundidad. Como se aprecia en la figura 5.6, para el factor precipitación, el colapso sucedió después del pico máximo registrado para ese año. En cuanto a la hidrometría no se tienen registros para dicha fecha.

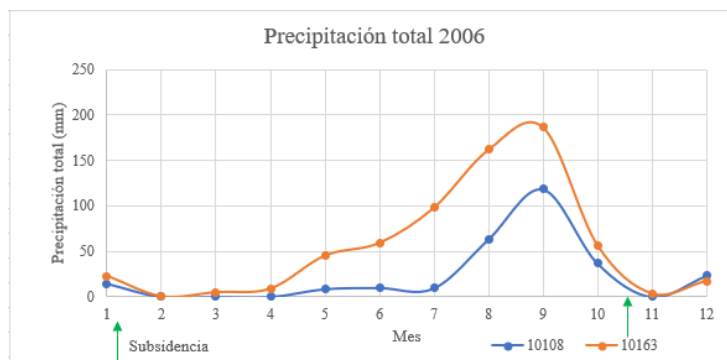


Figura 5.6 Precipitación total mensual para el año 2006.

Para este caso, se seleccionó el día donde ocurre la precipitación más importante precedente al fenómeno, siendo el 12 de octubre, fecha en que se registran 24.5 mm de precipitación en la estación 10108, para dicha altura se opta por utilizar el hietograma de diseño de $T=2$ años ya que es el que mejor se adecúa a los valores registrados (Cuadro 9.1 en Anexos).

Puesto que se propone un evento de precipitación de duración= 5 horas, con intervalos de tiempo de 10 minutos, la ventana de tiempo de la simulación abarcó del 12 de octubre de 2006 a las 10:00 hasta el 13 de octubre de 2006 a las 02:00, intervalo en el que se alcanza a cubrir el hietograma (Cuadro 5.8).

Cuadro 5.8 Resumen de especificaciones de simulación.

Atributo	Método/Especificación
Evaporación	Dosel Simple
Infiltración	Curva Número SCS
Almacenamiento superficial	Superficie simple
Transformación lluvia-escorrentía	Hidrograma Unitario de Clark
Flujo base	No aplica

HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

Enrutamiento	Muskingum-Cunge	
Pérdidas-ganancias en corriente	No aplica	
Precipitación	Hietograma específico	
Fecha y hora de inicio de simulación	12/oct/2006	10:00
Fecha y hora de fin de simulación	13/oct/2006	02:00
Intervalo de tiempo de simulación	10 minutos	

Para este caso, la cantidad de precipitación no llega a transformarse en escorrentía, puesto que queda retenida en las etapas iniciales del ciclo, la infiltración (Figuras 5.7).

Project: CuencaNazas Simulation Run: 12OCT2006				
Start of Run: 12oct2006, 10:00		Basin Model: SubcuencaD		
End of Run: 12oct2006, 18:00		Meteorologic Model: T=2años		
Compute Time:04oct2019, 13:57:21		Control Specifications:T=2 años		
Show Elements:	All Elements	Volume Units:	<input checked="" type="radio"/> MM <input type="radio"/> 1000 M3	Sorting: Hydrologic
Hydrologic Element	Drainage Area (KM2)	Peak Discharge (M3/S)	Time of Peak	Volume (MM)
SubD	572.08	0.0	12oct2006, 10:00	0.00
Tramo1	572.08	0.0	12oct2006, 10:00	0.00
Salida	572.08	0.0	12oct2006, 10:00	0.00

Figura 5.7 Resultados para la simulación del caso 12OCT2006.

5.2.4.2. Caso 2 – 14 de septiembre de 2012

El fenómeno de subsidencia ocurrió el 14 de septiembre en la calle Francisco Sarabia de la colonia Emiliano Zapata en Lerdo, siendo un hundimiento con 6 metros de diámetro y 8 metros de profundidad. Tomando como referencia la estación climatológica 10108, el 14 de septiembre se registra un evento de tormenta de 72.5 mm (Figura 5.8), fecha que se tomó como referencia para la simulación.

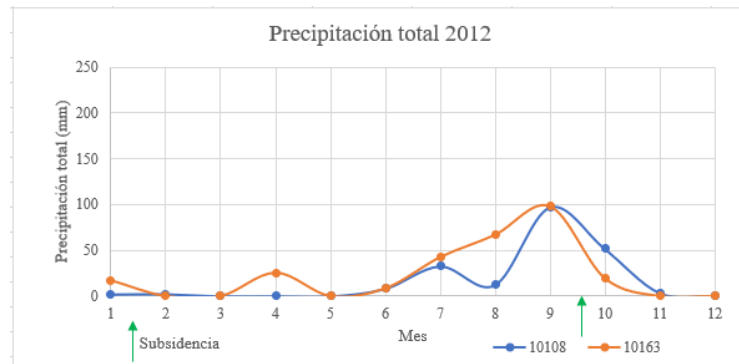


Figura 5.8 Precipitación total mensual para el año 2012.

Para este caso, se toma como base el hietograma de T=100 años (Cuadro 9.1 en Anexos).

Puesto que se propone un evento de precipitación de duración= 5 horas, con intervalos de tiempo de 10 minutos, la ventana de tiempo de la simulación abarcó del 14 de septiembre de 2016 a las 10:00 hasta el 15 de septiembre de 2016 a las 02:00, rango en el que se alcanza a cubrir el hietograma y se pueden apreciar los efectos en el tramo de corriente (Cuadro 5.9).

Cuadro 5.9 Resumen de especificaciones de simulación.

Atributo	Método/Especificación
Evaporación	Dosel Simple
Infiltración	Curva Número SCS
Almacenamiento superficial	Superficie simple
Transformación lluvia-escorrentía	Hidrograma Unitario de Clark
Flujo base	No aplica
Enrutamiento	Muskingum-Cunge
Pérdidas-ganancias en corriente	No aplica

Continuación cuadro 5.9

Atributo	Método/Especificación	
Precipitación	Hietograma específico	
Fecha y hora de inicio de simulación	14/sept/2016	10:00
Fecha y hora de fin de simulación	15/sept/2016	02:00
Intervalo de tiempo de simulación	10 minutos	

En este caso, como resultado de la precipitación total en toda la subcuenca (Figura 5.10), se obtienen 44.00 m³/s, sin embargo, solo 12.00 m³/s se enrutan por el tramo de Río y alcanzan la salida (Figura 5.9), los cuales presentan un retraso natural en el enrutamiento (Figura 5.11) desde que se alcanza el pico máximo en el hietograma a las 10:10, el máximo en el flujo directo ocurre a las 15:00, mientras que el flujo máximo que circula por el tramo de río ocurre a las 18:40.

Project: CuencaNazas Simulation Run: 14SEP2016				
Start of Run: 14sep2016, 10:00		Basin Model: SubcuencaD		
End of Run: 15sep2016, 02:00		Meteorologic Model: T=100años		
Compute Time: 04oct2019, 14:13:00		Control Specifications: T=100 años		
Show Elements:	All Elements	Volume Units:	<input checked="" type="radio"/> MM <input type="radio"/> 1000 M3	Sorting: Hydrologic
Hydrologic Element	Drainage Area (KM2)	Peak Discharge (M3/s)	Time of Peak	Volume (MM)
SubD	572.08	44.0	14sep2016, 15:00	0.26
Tramo1	572.08	12.0	14sep2016, 18:40	0.20
Salida	572.08	12.0	14sep2016, 18:40	0.20

Figura 5.9 Resultados globales para la simulación 14SEP2016

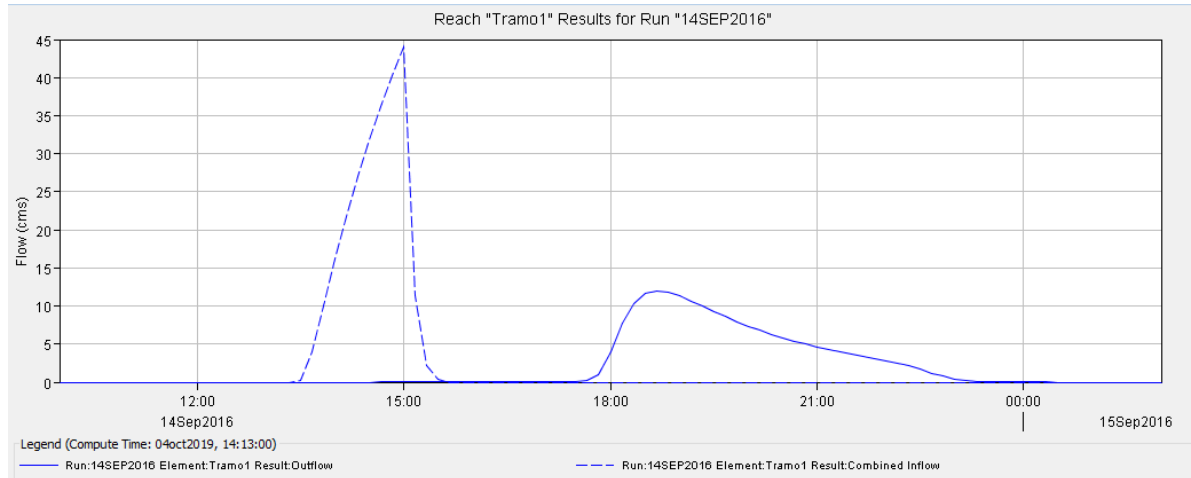


Figura 5.10 Conversión hietograma en hidrograma en subcuenca.

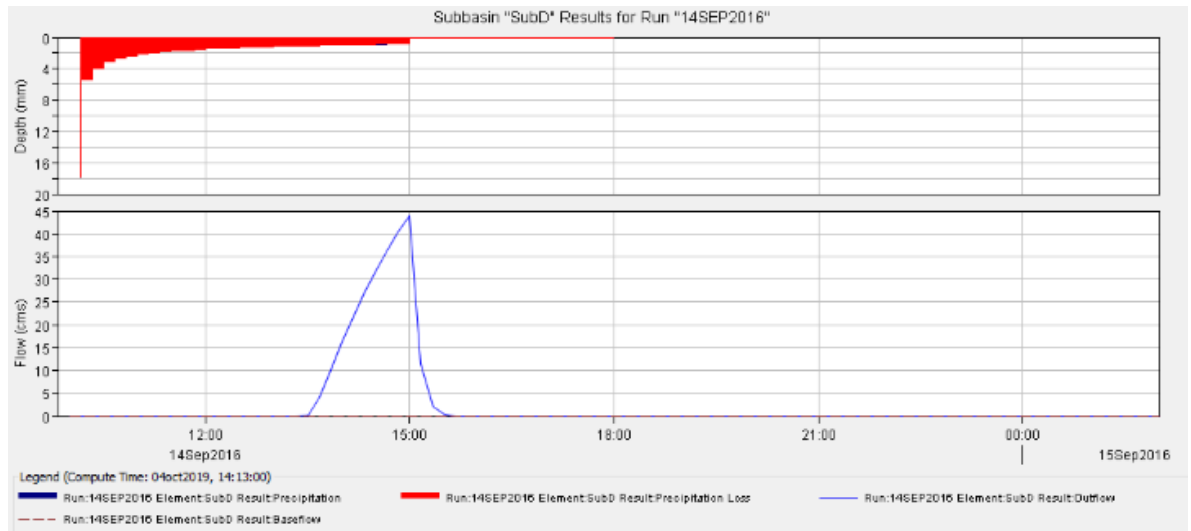


Figura 5.11 Entrada y salida en corriente.

5.2.5. DISCUSIÓN DE ANÁLISIS HIDROLÓGICO

Ambos periodos de la simulación se presentan durante los meses de mayor precipitación anual, sin embargo, bajo condiciones distintas. Para el caso 12OCT2006 el evento de precipitación más cercano ocurre siete días previos al fenómeno de subsidencia. Tal evento tiene un orden de $T=2$ años correspondiente a una precipitación periódica, de acuerdo con las características de suelo especificadas. Los 26.26 mm totales precipitados

en la subcuenca se pierden por efectos de infiltración y evapotranspiración, descartándose así, su influencia en procesos subterráneos a mayor escala. En consecuencia, se presenta una condición húmeda el 12 de octubre de 2006, pero, en los días posteriores, se pierde dicha humedad pues no se presentan más eventos de precipitación.

Para el caso 14SEP2012, las primeras 3.5 horas, la precipitación generada se pierde por efectos de infiltración y evapotranspiración, siendo a las 13:40 horas donde se generan los primeros excesos de precipitación, una vez satisfechas los volúmenes de almacenamiento y pérdidas, dicho exceso cesa a la 15:00, sin embargo, la escorrentía continúa hasta las 15:30. Cabe destacar que tales datos de escorrentía superficial significan flujo en toda la subcuenca D, y no cauces generados para el río Nazas y tampoco para la sección de la zona de subsidencias. Para analizar el flujo en el lecho del Nazas producto del evento de precipitación, se toma el Tramo 1 (Figura 5.3) que corresponde a la sección de salida de la subcuenca, donde se generan descargas pico de $12 \text{ m}^3/\text{s}$. Dicho volumen, de igual forma, no se puede extrapolar a la zona de subsidencias debido a la lejanía de los puntos y a que significa el volumen de agua generado en toda la subcuenca, mientras que los fenómenos de colapso se presentan aguas arriba en el límite con la subcuenca C, donde, según datos de pluviometría, no se presentaron precipitaciones para el periodo de estudio. Por lo anterior descrito, los resultados de escorrentía superficial generados no se toman en cuenta para el análisis del caso 12SEP2012, siendo así, una simulación de pérdidas para el área de subsidencia.

5.3. CONSTRUCCIÓN DE MODELOS HIDRÁULICOS

Los modelos hidráulicos tienen la capacidad de simular elevaciones, profundidades, velocidades de agua en áreas o secciones transversales en sistemas de ríos, eventos estables y dinámicos, periodos cortos de horas o días hasta simulaciones continuas de semanas y meses. Las aplicaciones de los modelos hidráulicos son múltiples, por lo que la correcta elección de las características del modelo es lo más importante para tener resultados que pueden reflejar la realidad del sistema.

Dentro de los modelos hidráulicos se podría dividir la clasificación en aquellos de flujo estacionario y no estacionario, donde el comportamiento del río y las posibles influencias externas van a dictar el tipo de flujo que se va a tratar en el sistema.

Del mismo modo, un escenario hidráulico se puede abordar desde una o dos dimensiones, siendo la geometría y tipo de evento a modelar los factores más importantes en la toma de decisión.

Para esta investigación, se seleccionó el software HEC RAS (Hydrologic Engineering Center's River Analysis System), el cual es un programa de modelización hidráulica de código libre que ejecuta cuatro tipos de análisis en ríos: Flujo en régimen permanente, flujo en régimen no permanente, transporte de sedimentos y análisis de calidad del agua. El modelo permite simular el flujo a lo largo de canales naturales o artificiales a través de modelos de una, dos dimensiones o combinados. De manera general, las soluciones se basan en la ecuación de la energía unidimensional, las pérdidas se manejan por fricción mediante el coeficiente de Manning, y para variaciones rápidas en los niveles de agua interviene la ecuación de momento.

Considerando que los eventos que se desean simular obedecen a comportamientos sumamente dinámicos donde el flujo de agua cambia de nivel en poco tiempo y dichos eventos se presenta cada tantos años, se optó por un modelo hidráulico no estacionario. Asimismo, obedeciendo a la topografía del lugar que corresponde a una zona con una baja pendiente y lagunar, donde las planicies de inundación son muy amplias y el flujo tiende a sobrepasar el cauce del río, se seleccionó un modelo de dos dimensiones.

El modelado hidráulico se basa en el principio de conservación de la masa, también llamada ecuación de la continuidad (Ecuación 5.4) y el principio de conservación de momento (Ecuación 5.5), los cuales se expresan en ecuaciones parciales diferenciales.

$$\frac{\partial A_T}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q_1 = 0 \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial QV}{\partial x} + gA \left(\frac{\partial z}{\partial x} + S_f \right) = 0 \quad (5.5)$$

Para resolver las incógnitas, se seleccionó el conjunto de ecuaciones de onda de difusión. HEC-RAS utiliza un algoritmo de solución basado en Volumen Finito a partir de una malla de flujo con celdas que van desde polígonos de tres lados hasta ocho lados, donde se calculará la elevación de agua superficial en el centro de cada celda (Brunner, 2016).

De manera general para la construcción de un modelo hidráulico se siguió el siguiente flujo de trabajo (US Army Corps of Engineers, 2016a):

1. Creación del modelo de elevación del terreno
2. Asignación de propiedades de rugosidad

3. Establecimiento de la geometría y condiciones de frontera
4. Especificaciones de flujo no estacionario
5. Simulación de flujo no estacionario

Para el área de estudio solo se cuenta con una estación en el cauce del río Nazas con una serie de datos extensa, ubicada en las coordenadas UTM 644046.07, 2822012.69 la estación. Los Ángeles con clave 36060 se construyó con el objetivo de conocer los caudales del río Nazas antes de ser distribuidos, la sección de aforo considerada tiene taludes prácticamente verticales, y en crecientes extraordinarias desborda agua. Las lecturas se realizan en una escala vertical de concreto localizada en la margen izquierda y con intervalo hasta 2.60 metros y donde los registros comienzan desde el 23 de marzo de 1964. Cuenta con un ancho en la sección de aforo de 60.67 metros.

5.3.1. RESULTADOS

En agosto de 1991, debido a las precipitaciones extraordinarias registradas, las presas que regulan el cauce del río Nazas se encontraban a su máxima capacidad. Debido a lo anterior, el 10 de agosto las compuertas de la presa Francisco Zarco se abrieron liberando volúmenes de hasta $450 \text{ m}^3/\text{s}$, alimentando de esta manera el lecho del río y las planicies de inundación de la Comarca Lagunera. En la Figura 5.12 se ilustra el alcance de la inundación registrada en agosto de 1991 para la colonia Emiliano Zapata. Posteriormente, el fenómeno de subsidencia se presentó el 23 de agosto dentro la colonia citada en la calle Francisco Sarabia no. 40, alcanzando dimensiones de 3 metros de diámetro y 10 metros de profundidad.

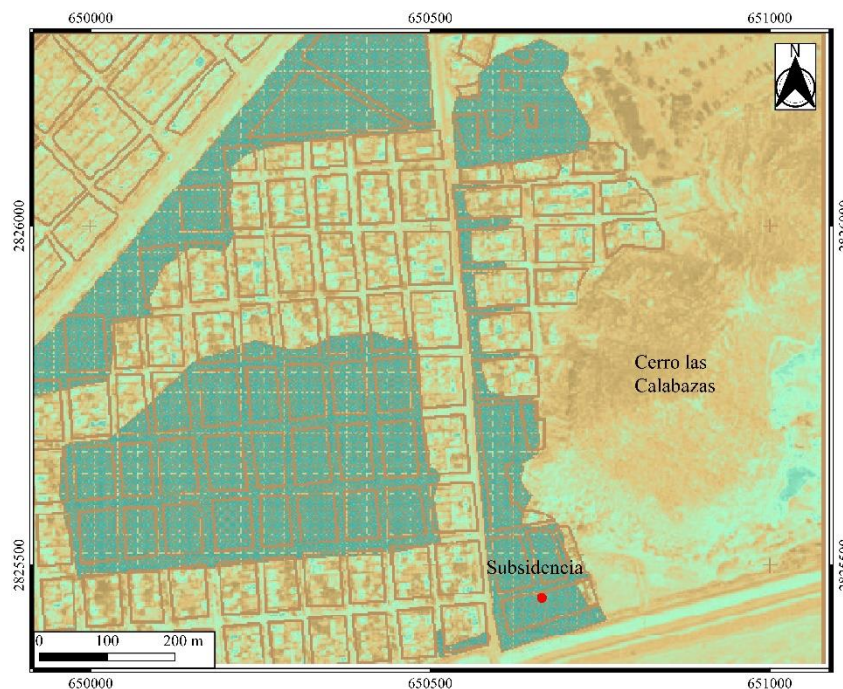


Figura 5.12 Inundación de agosto de 1991, las zonas azules significan áreas inundadas (SGM, 2007).

Para el análisis, se realizó una simulación que toma el hidrograma correspondiente del 10 de agosto de 1991 al 31 de agosto de 1991, periodo en el cual se registra el primero de los picos máximos en el lapso de flujo de agua en el río Nazas.

La ventana de tiempo queda comprendida del 10 de agosto 13:00 horas al 31 de agosto 23:00 horas. El hidrograma utilizado se elaboró mediante la interpolación de los valores de caudal registrados en la estación hidrométrica 36060 para dicho periodo.

Geometría del polígono

Con base en un modelo digital de elevación escala 1:10,000 obtenido de INEGI, donde el polígono de área de flujo se delimitó desde la estación hidrométrica 36060 hasta pasando el cerro de Las Calabazas siendo los altos topográficos los límites del área de

inundación. Se estableció un mallado de 25 x 25 metros, siendo un área de celda promedio de 628.60 metros con un valor por defecto n de Manning de 0.03 (Figura 5.13).

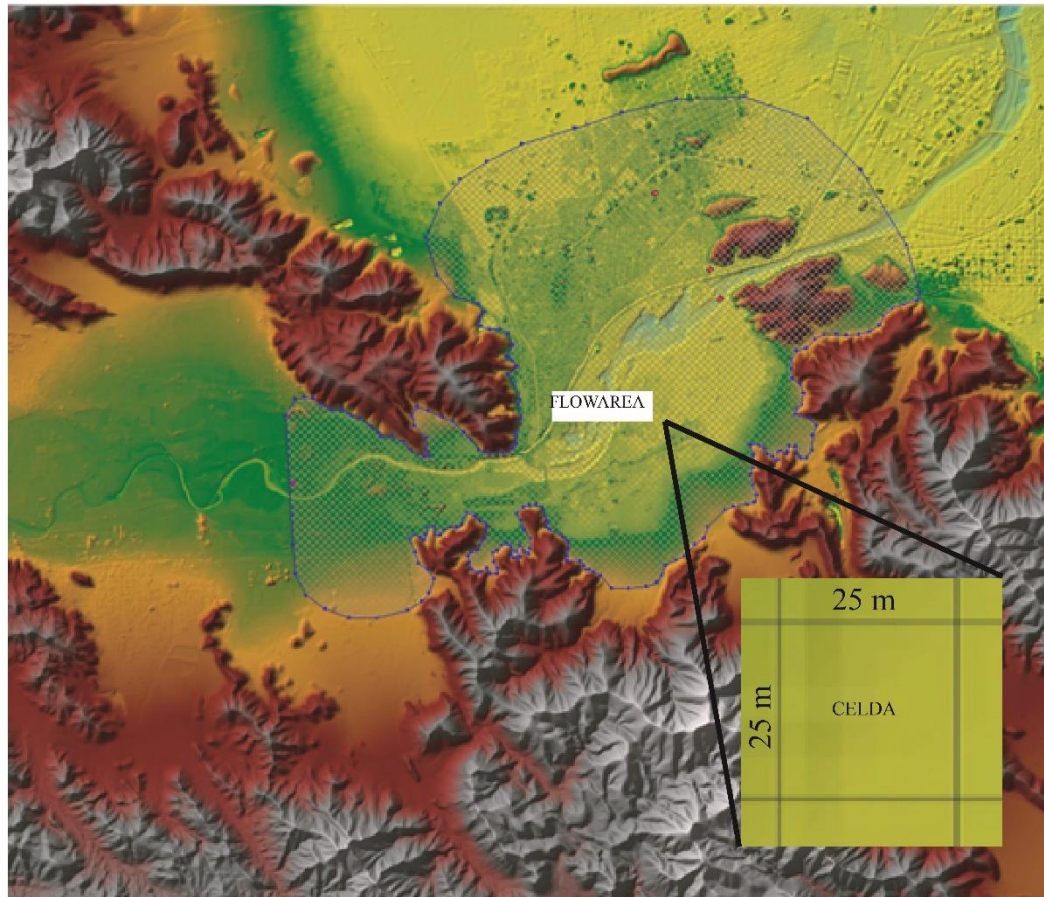


Figura 5.13 Área de cálculo y tamaño de celda de malla.

Coefficiente de Manning

Con el fin de obtener un modelo de rugosidades a detalle, se optó por realizar una clasificación de uso de suelo para el área de estudio, delimitando polígonos a través de Qgis y estableciendo un valor de rugosidad adecuado, del mismo modo, para el cauce del río se estableció un coeficiente de Manning de 0.3 correspondiente a un canal natural con rocas y maleza (Mott, 2006) (Figura 5.13).

Condiciones de frontera

Se establecieron dos condiciones de flujo, aguas arriba se implementó el hidrograma de flujo obtenido de los datos de la estación 36060, aguas abajo la condición de profundidad normal con un pendiente de la línea de energía de 0.001 basado en la pendiente del cauce natural del río (Figura 5.14).

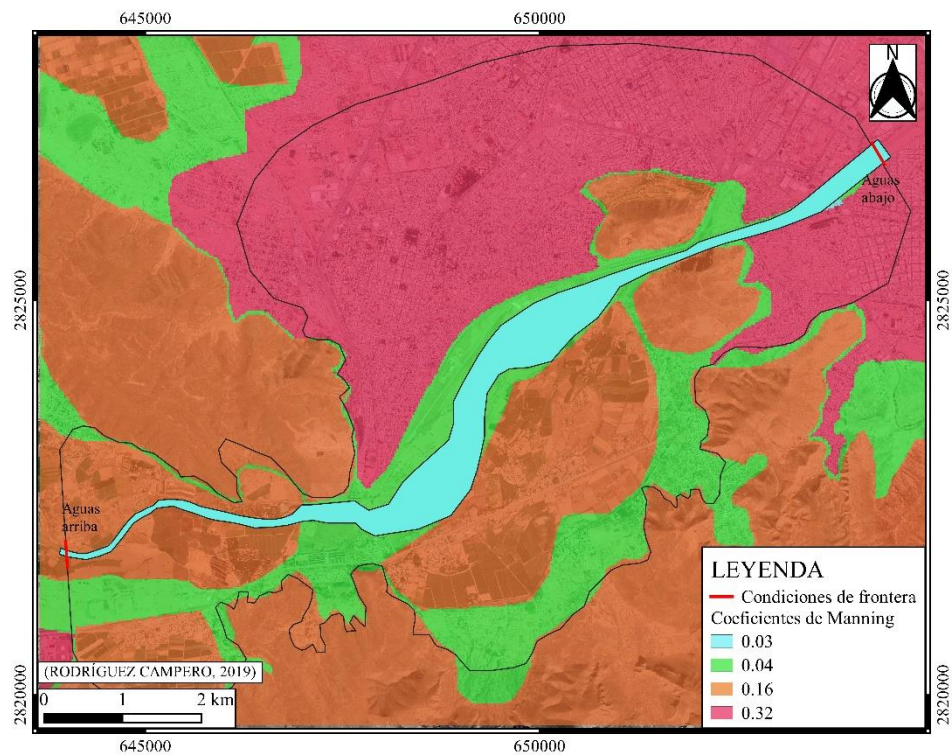


Figura 5.14 Valores de Manning asignados.

Simulación

En el cálculo se utilizó un intervalo de cómputo de 5 minutos. Para fines de representación se seleccionaron aquellos días donde se puede apreciar el cambio en la profundidad de la lámina máxima (Figura 5.15 a 5.20).

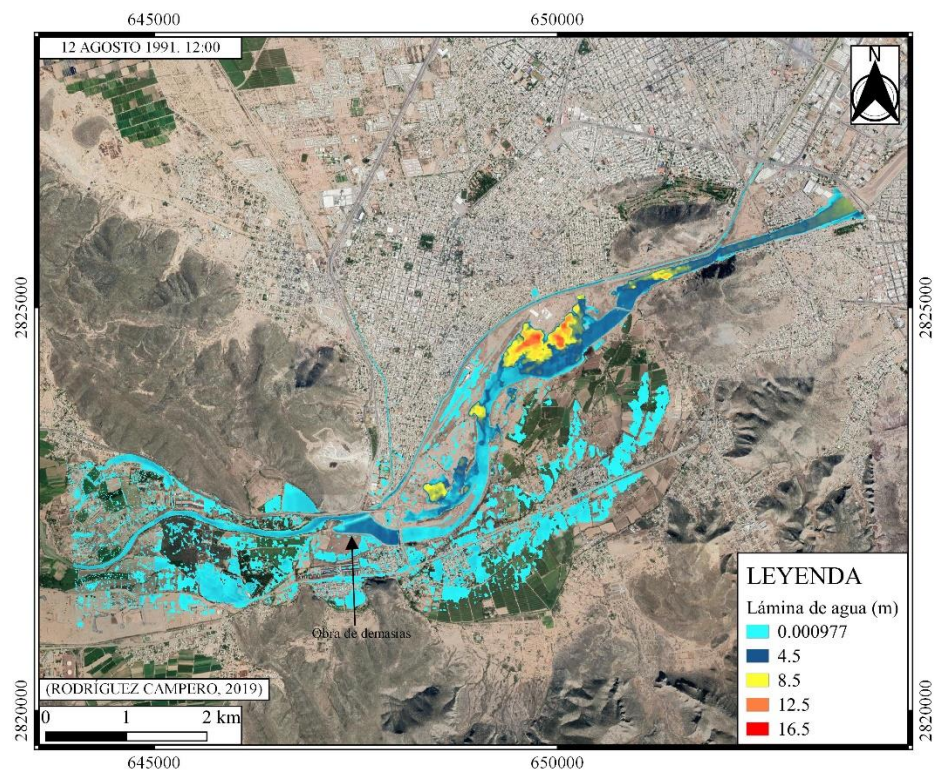


Figura 5.15 Profundidad de lámina de agua para el 12 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

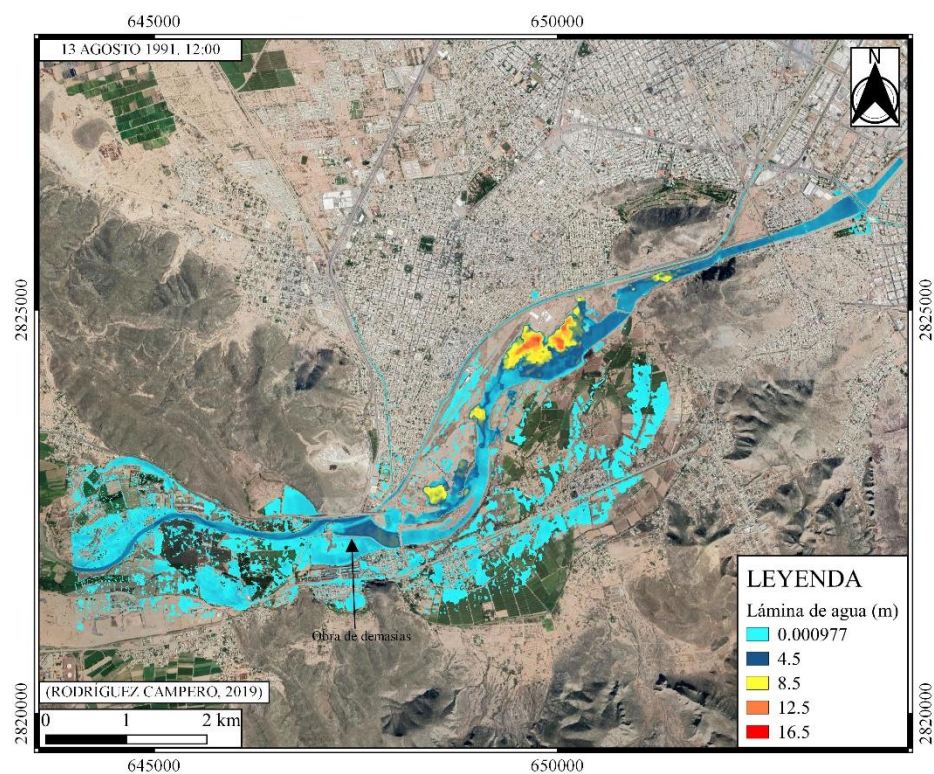


Figura 5.16 Profundidad de lámina de agua para el 13 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

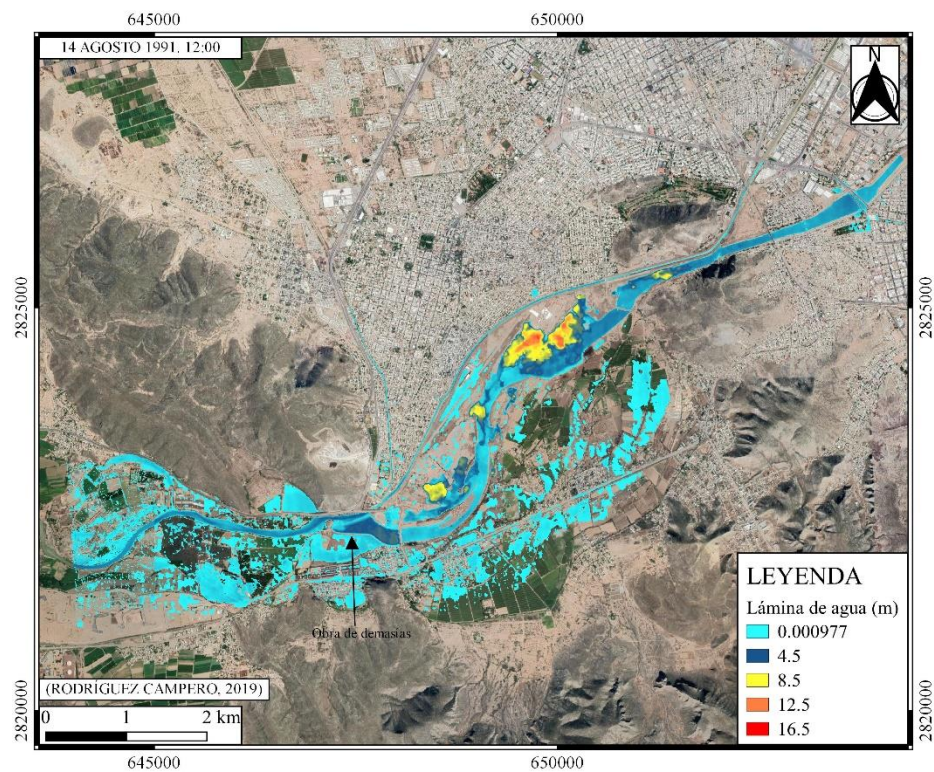


Figura 5.17 Profundidad de lámina de agua para el 14 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

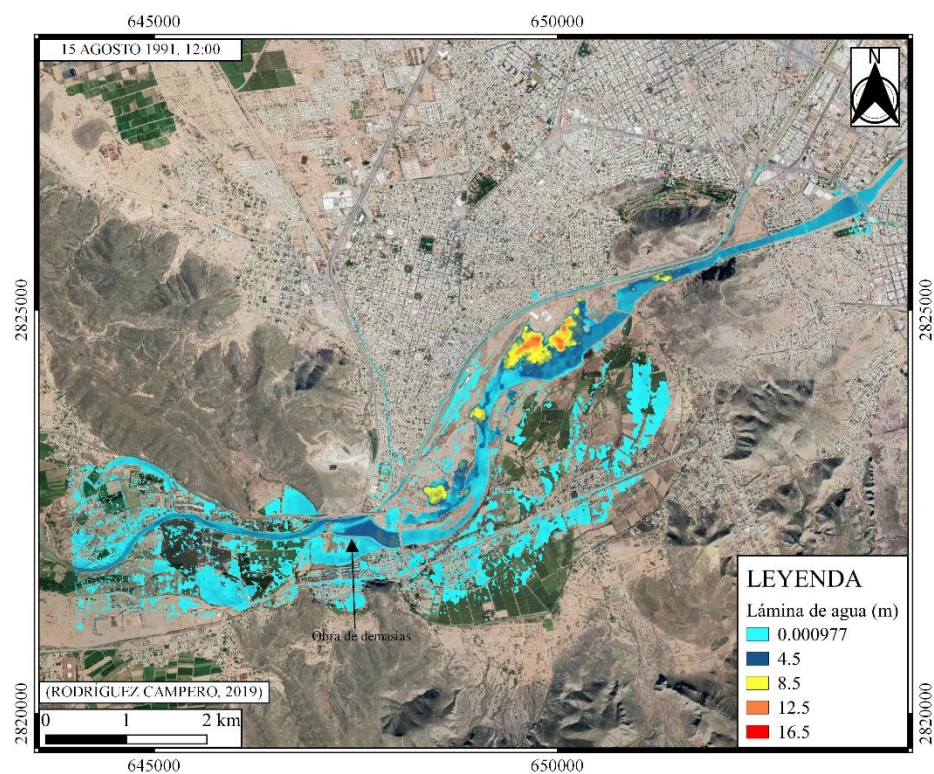


Figura 5.18 Profundidad de lámina de agua para el 15 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

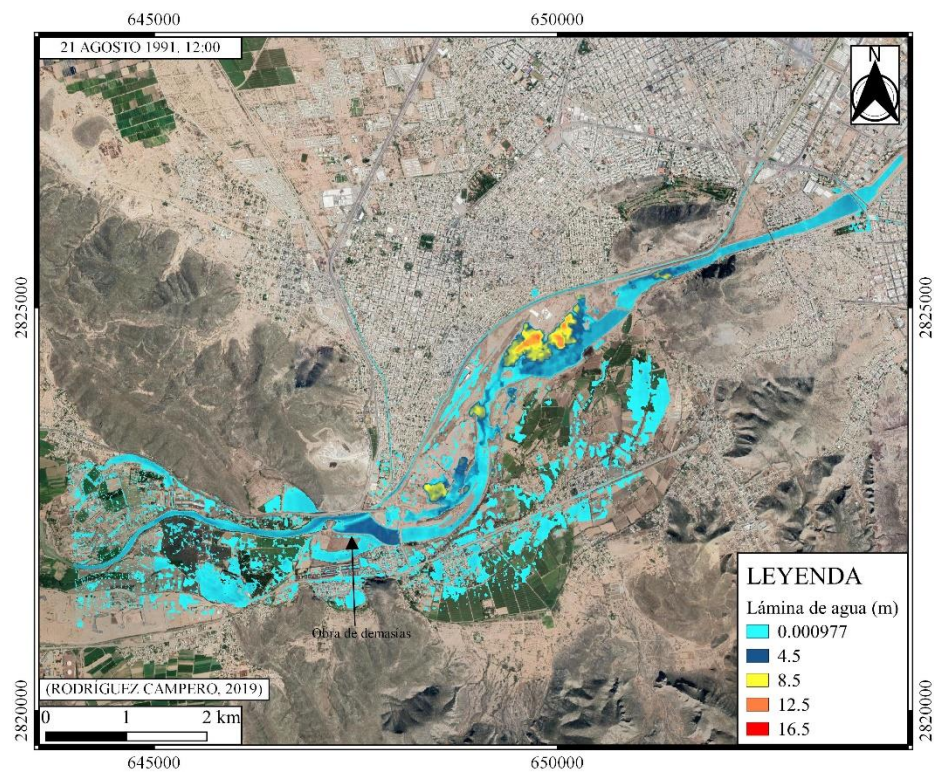


Figura 5.19 Profundidad de lámina de agua para el 21 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

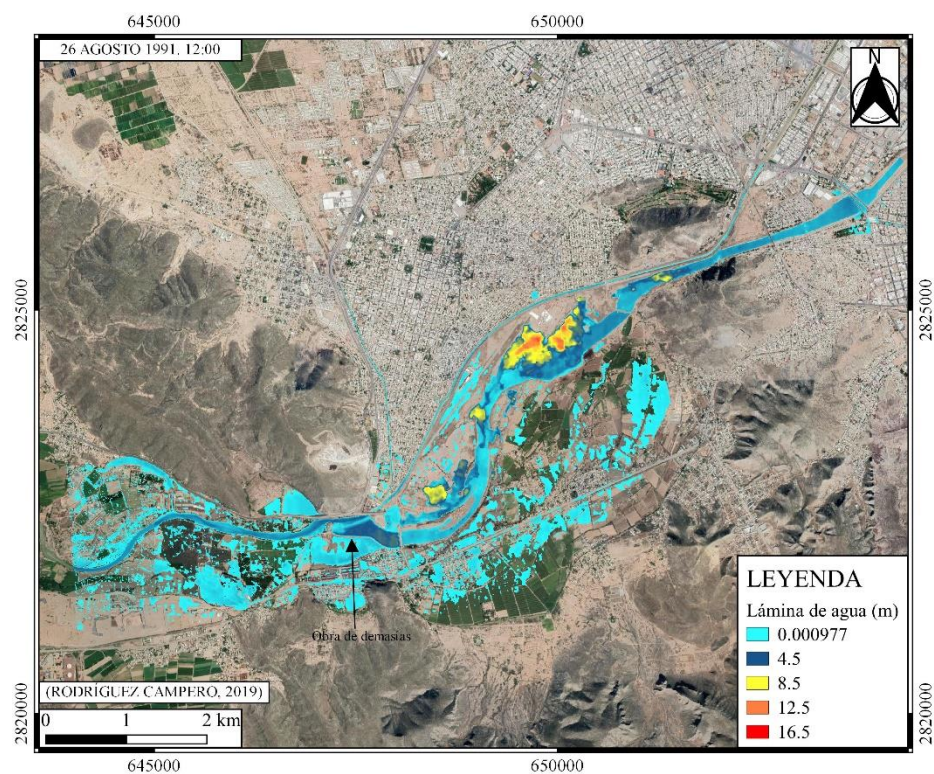


Figura 5.20 Profundidad de lámina de agua para el 26 de agosto 1991 a las 12:00 horas.

5.3.2. DISCUSIÓN DE ANÁLISIS HIDRÁULICO

La importancia de la simulación hidráulica radica en conocer la extensión de área de flujo e inundación para el periodo de estudio. De acuerdo con los resultados obtenidos, la extensión de la lámina de agua abarca las planicies que se utilizan como áreas de cultivo, sin embargo, no llega a ser tal que afecte las zonas urbanizadas de Lerdo, salvo en pequeñas localidades al norte de la obra de demasías. Esta condición, denota que la mayoría del agua liberada fue propensa a infiltración ya que se concentra en el cauce del río Nazas. Para este caso, no se puede descartar la influencia del agua superficial en la recarga subterránea, por lo que se considera que el área inundada funciona como área de captación o recarga.

CAPÍTULO VI

6. HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

Los modelos numéricos del flujo del agua subterránea funcionan como herramientas de análisis interpretativo o predictivo. Los objetivos más comunes que se pretenden con el uso de los modelos son: a) evaluar la congruencia de los modelos conceptuales reproduciendo la participación de los componentes hidrogeológicos en los problemas de flujo subterráneo, b) analizar el comportamiento piezométrico por los efectos del bombeo, c) predecir la migración de contaminantes disueltos en el agua subterránea, entre otros. Con el fin de entender el funcionamiento de los sistemas hidrogeológicos, se parte de un modelo conceptual (abstracto), el cual sirve de base para el desarrollo del modelo numérico (Betancur *et al.* 2012, Anderson *et al.* 2015).

De manera general, la metodología es la siguiente:

1. Selección del código numérico para resolver la ecuación de flujo.
2. Definición del dominio del modelo el cual incluye discretización espacial de las unidades hidroestratigráficas (geometría en tres dimensiones). Se utiliza el modelo digital de elevación, imágenes de satélite, mapa geológico, cortes litológicos de pozos, secciones estratigráficas, etc.
3. Asignación de propiedades hidráulicas y condiciones de frontera.
4. Definición de condiciones iniciales y discretización temporal.
5. Simulación de flujo en estado estacionario de la zona saturada.

6.1. ECUACIONES DE FLUJO Y CÓDIGO NUMÉRICO

Los modelos matemáticos de flujo tienen su base en dos principios: la conservación de masa, que establece que el agua no se crea ni se destruye, y la Ley de Darcy, la cual establece que el agua fluye en presencia de un gradiente hidráulico (Anderson *et al.*, 2015). De manera general, el modelo numérico consiste en una ecuación gobernante, condiciones de frontera, y condiciones iniciales.

La ecuación gobernante representa el flujo de una fase líquida a través de un medio poroso siguiendo la Ley de Darcy (ecuación 6.1)., ésta ecuación se deriva de la premisa donde el flujo pasa por un cubo de material poroso, que es lo suficientemente grande para caracterizar las propiedades del medio, pero lo suficientemente pequeño para que el diferencial se carga hidráulica no sea significativo, a este cubo se le conoce como Volumen Elemental Representativo (VER), cuyo volumen es igual a $\Delta x \Delta y \Delta z$. En la figura 6.1 se ilustra un VER en donde transita un caudal por cada una de las caras, describiendo la ley de Darcy para a una forma generalizada en los tres sentidos de flujo (ecuación 6.2). Si se asume que el agua es incompresible y que el suelo tiene densidad constante y está saturado, entonces, la suma de los caudales entrantes debe ser igual a la suma de los caudales salientes como se muestra en la ecuación 6.3, también llamada ecuación de Laplace (González, *et al.*, 2004).

$$v = K \frac{\Delta h}{L} \quad (6.1)$$

$$v_x = -K_x \frac{dh}{dx} ; v_y = -K_y \frac{dh}{dy} ; v_z = -K_z \frac{dh}{dz} \quad (6.2)$$

$$\frac{dv_x}{dx} + \frac{dv_y}{dy} + \frac{dv_z}{dz} = 0 \quad (6.3)$$

Donde:

K, K_x, K_y, K_z = Permeabilidad de Darcy en los planos x, y, z (m/s).

dh = Diferencia de altura (m).

dx, dy, dz = Diferencial en el eje x, y, z (m).

dv_x, dv_y, dv_z = Diferencial en la velocidad en el eje x, y, z (m/s).

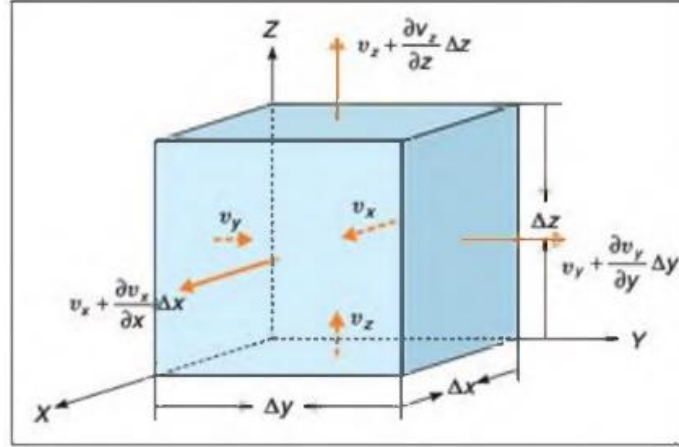


Figura 6.1 Volumen Elemental Representativo donde se ejemplifica el flujo de agua Q a través de un medio poroso, saturado, anisotrópico e isotérmico (González *et al.*, 2004).

Sustituyendo por la Ley de Darcy generalizada, se obtiene la ecuación de continuidad para un medio anisotrópico (ecuación 6.4).

$$K_x \frac{d^2 h}{dx^2} + K_y \frac{d^2 h}{dy^2} + K_z \frac{d^2 h}{dz^2} = 0 \quad (6.4)$$

Cuando se cambia a un régimen de tipo transitorio, donde el sistema evoluciona en presencia de perturbaciones tales como recargas y bombeos, hasta alcanzar un estado en equilibrio, la ecuación de la continuidad añade un elemento de variación del volumen añadido/extraído en un intervalo de tiempo Δt , el cual es igual al diferencial de flujo en el VER ($\Delta x \Delta y \Delta z$) a lo largo de los tres ejes (Ecuación 6.5)

$$\left(\frac{dq_x}{dx} + \frac{dq_y}{dy} + \frac{dq_z}{dz} \right) \Delta x \Delta y \Delta z = \Delta \text{almacenamiento} \quad (6.5)$$

Donde:

dq_x, dq_y, dq_z = Diferencial de flujo en el sentido x, y, z, respectivamente.

Añadiendo la posibilidad de que existan recargas y/ bombeos ($W \Delta x \Delta y \Delta z$) y desplegando la tasa de cambio en el almacenamiento dentro del VER, se obtiene la ecuación 6.6 que representa el flujo transitorio de agua subterránea en medios heterogéneos y anisotrópicos (Anderson, 2015).

$$\frac{d}{dx} \left(K_x \frac{dh}{dx} \right) + \frac{d}{dy} \left(K_y \frac{dh}{dy} \right) + \frac{d}{dz} \left(K_z \frac{dh}{dz} \right) \pm W = S_s \frac{dh}{dt} \quad (6.6)$$

Donde:

W = Tasa de flujo volumétrico que entra o sale del VER (m^3/s).

S_s = Almacenamiento específico (m^2/s).

Obtenidas las ecuaciones de flujo para estado estacionario y transitorio se tiene un sistema de derivadas de segundo orden que puede resolverse mediante diversos métodos numéricos, siendo las diferencias finitas, elemento finito y volumen finito los más utilizados. El objetivo es resolver la ecuación de flujo para cada nodo repetidamente hasta que las cargas en los nodos dejen de cambiar.

El código numérico utilizado para la modelación del flujo subterráneo fue el MODFLOW-2005 desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) el cual está basado en diferencias finitas (Harbaugh, 2005).

6.2. HIDROESTRATIGRAFÍA Y GEOMETRÍA DEL SISTEMA

La identificación hidroestratigráfica forma parte de la caracterización física del medio y se basa en el análisis de la geología, información estratigráfica integrada a partir de cortes litológicos de pozo, así como de estudios geofísicos (Betancur *et al.*, 2012). El conocimiento de la distribución espacial de las unidades hidroestratigráficas así como de sus parámetros hidráulicos es determinante para establecer la distribución del dominio espacial de los sistemas de flujo subterráneo y los procesos involucrados tales como la recarga localizada en las inmediaciones de cursos intermitentes de agua.

En la subcuenca D, el potencial de agua subterránea está representado por dos acuíferos, el acuífero de Villa Juárez, y el acuífero El Principal, siendo este último la fuente primordial de agua doméstica para las ciudades importantes de la Comarca Lagunera (Torreón, Francisco I. Madero y San Pedro en el estado de Coahuila; Gómez Palacio y Lerdo en el estado de Durango). Debido a las condiciones climáticas de la región, el agua subterránea representa la principal fuente hídrica y de abastecimiento a la agricultura de la zona, siendo en términos generales los usos de agua: 87.5% para fines agrícolas, 9.6% abastecimiento público, 1.9% uso industrial, 0.9% termoeléctricas (SEMARNAT, 2016). De manera general, la importancia de los estudios hidrogeológicos del acuífero radicaba en la localización de pozos de extracción de agua y la implementación de modelos matemáticos con el fin de conocer el comportamiento hidrogeoquímico del sistema. Recientemente se ha incrementado el interés por la identificación de oquedades en el suelo (CNA, 2015).

En el área de estudio se identifican dos unidades hidroestratigráficas dentro del acuífero El Principal, caracterizado por un medio granular y un medio fracturado calcáreo

que subyace al primero. La unidad granular se conforma por sedimentos aluviales, fluviales y lacustres del Cuaternario, conformados por arenas, gravas, limos y arcillas sin consolidar, los cuales funcionan como relleno a las planicies aluviales y márgenes de ríos y arroyos principales, en las cercanías de afloramientos rocosos o altos topográficos. Estos sedimentos alcanzan pocos metros de espesor dentro del área de estudio, pero para la cuenca lagunera, rondan los 300 metros de espesor. Los depósitos de tipo lacustre se conforman por material fino, predominantemente limos y arcillas semicompactados con algunos horizontes de sales y carbonatos. A pesar de que estos sedimentos se distribuyen en toda la cuenca, tienden a concentrarse en las partes centrales como San Pedro de las Colonias o Emiliano Zapata, presentándose lentes de arcillas que generan fenómenos locales de semiconfinamiento.

La unidad calcárea, corresponde a un medio fracturado, y con disolución presentes en las rocas calcáreas del Cretácico y rocas volcánicas. Las características más importantes son la alta transmisibilidad y la baja capacidad de almacenamiento. Esta unidad tiene espesores de esta unidad de 300 m a 800 m, aflorando en los anticlinales de la zona. Localmente, se encuentran calizas de color gris claro a oscuro en estratos de 60 a 110 cm de espesor, se presentan nódulos de pedernal y vetillas de calcita entre los estratos (SGM & CAED, 2007).

Estos dos medios, sobreyacen un basamento hidrogeológico constituido por un granito parcialmente hematizado, que se puede observar en la sierra El Sarnoso. En la zona del valle, el basamento se compone de rocas carbonatadas y clásticas del Mesozoico y terciario marino.

Debido a las litofacies que se asocian a los medios poroso y fracturado, el acuífero presenta una condición que fluctúa de libre a semiconfinado, siendo en algunas zonas, un acuífero confinado, lo cual se atribuye a los cambios de conductividad hidráulica de las diferentes litologías.

Para la elaboración de la geometría del sistema, se tomaron como referencia la sección A-A' (CNA & SGM, 2010), así como la estratigrafía reportada en los pozos:

- P Abs 3+500, 3320
- 3320
- Rancho Santa Teresa
- 07COA115074-36HMDA08
- 07COA115080-36HMDA08

Tomando como referencia la información antes mencionada y la topografía de la zona, se trazó el mapa de isopacas de los sedimentos aluviales (Figura 6.2), las cuales se utilizaron como guía para obtener una capa de puntos con espesor de sedimento.

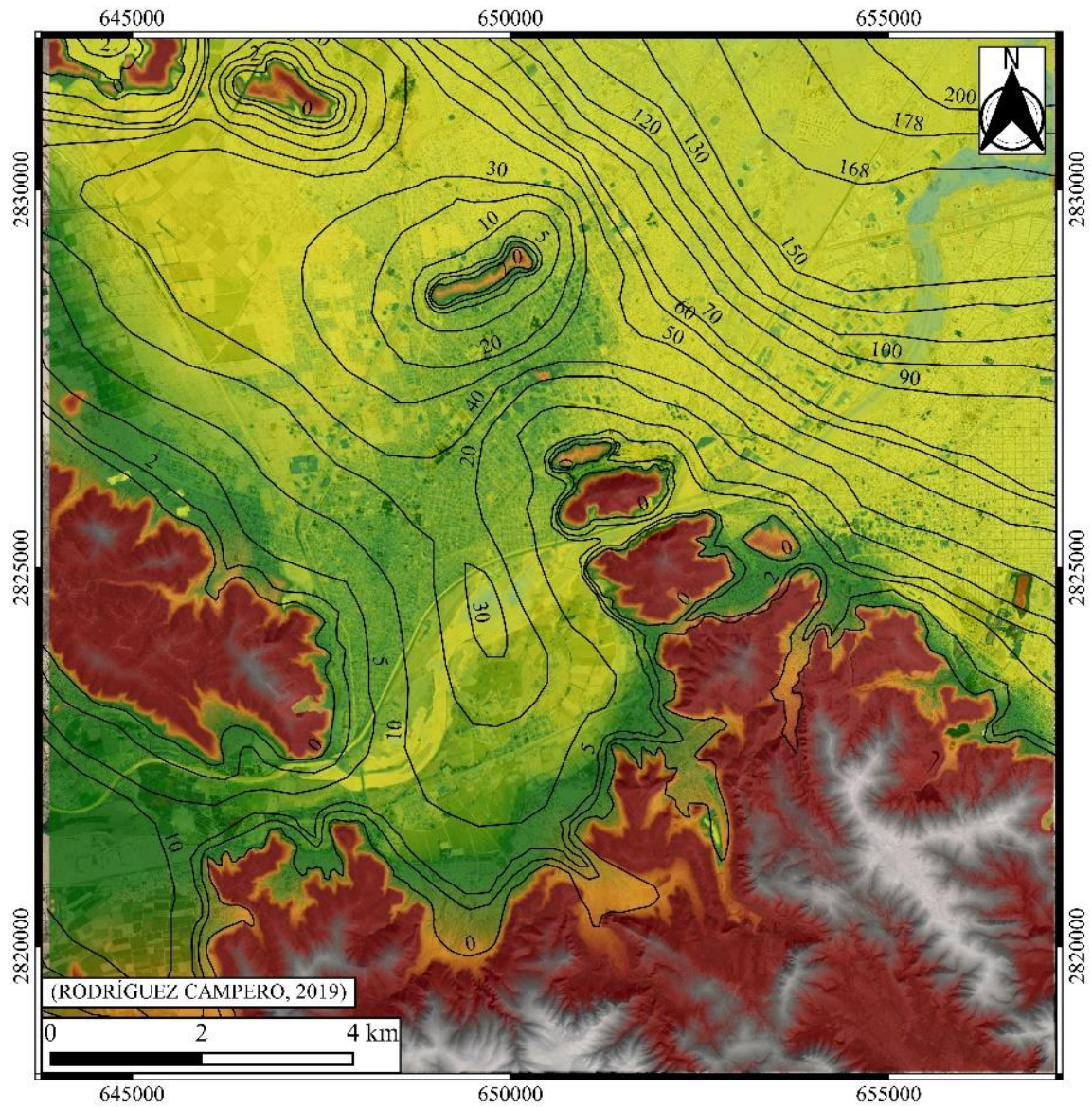


Figura 6.2 Isopacas de sedimentos aluviales.

A través del programa para el análisis de superficies y contornos en 3D, Surfer, desarrollado por Golden Software Inc., se elaboró la malla de espesor de aluvión. Para la zona urbana de Lerdo y Gómez Palacio los espesores son de 0 metros de espesor en zonas aledañas a los cerros, incrementándose hasta 30 metros en el área de valle. En las zonas ubicadas al noreste del área de estudio, el espesor de aluvión aumenta hasta los 200 metros según estratigrafía de pozos reportada. La capa subyacente se compone de calizas, cuya

base se estableció a los 800 msnm (Figura 6.3), aunque por estudios reportados su profundidad es mayor (Martínez, 1989).

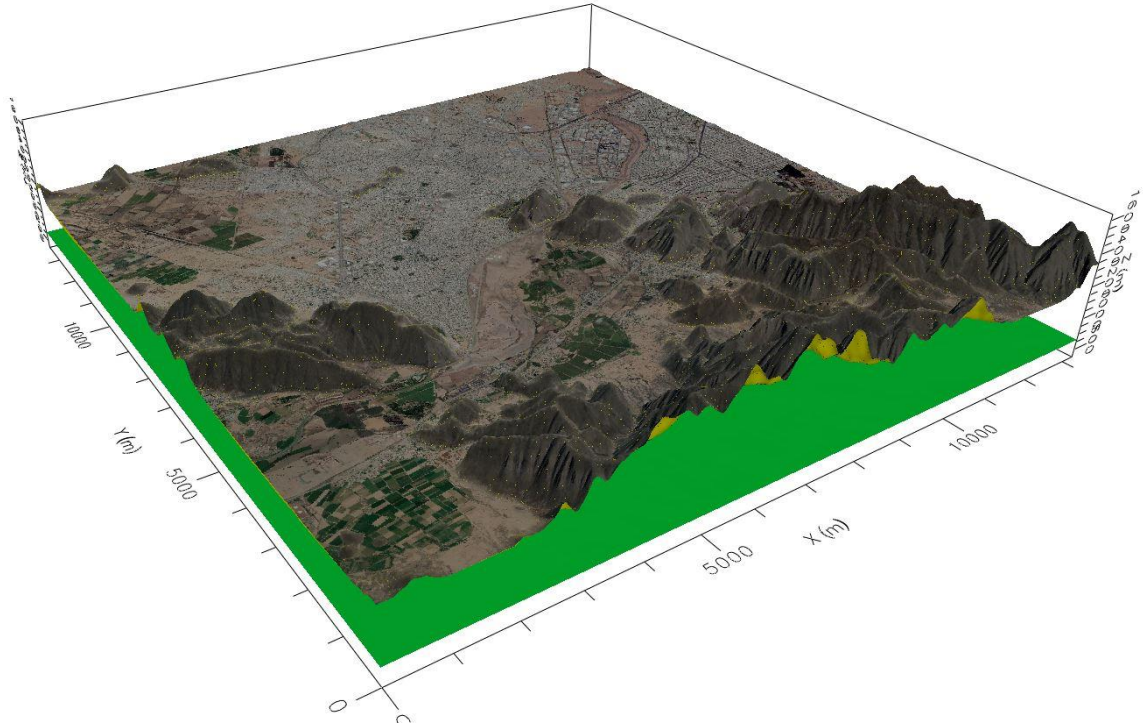


Figura 6.3 Hidroestratigrafía del modelo subterráneo. La unidad en color verde corresponde al límite inferior de las calizas fracturadas, mientras que, la unidad amarilla corresponde al límite inferior de los sedimentos aluviales.

6.3. DISCRETIZACIÓN DEL MODELO

Los límites para el modelo matemático se basan en los propuestos en el modelo conceptual, siendo algunas características determinantes tales como cuerpos superficiales de agua y roca de baja permeabilidad. Usualmente el nivel de agua freática representa el límite superior del bloque de estudio, y el límite inferior un estrato de roca poco permeable, mientras que las fronteras laterales deben estar acordes con características físicas e hidráulicas establecidas (Anderson *et al.*, 2015).

Los métodos numéricos de solución algebraica por diferencias finitas requieren una malla regular que contenga celdas cuadradas o rectangulares y la aproximación de la derivada mejora a medida que el espacio en las celdas de la malla se reduce.

El dominio del modelo está comprendido por un área de forma rectangular, de 13,270 m x 13,645 m, la cual se estableció con base en los pozos con información disponible. Dicha área se encuentra con coordenadas en el sistema UTM sector 13 Norte de 643905 y 657175 (Dirección W-E), de igual forma, en 2831990 y 2818345 (Dirección N-S). El límite superior del bloque se estableció mediante el Modelo Digital de Elevación del tipo LiDAR con resolución horizontal base de 5 metros (Hoja INEGI G13D25 sectores D2, D4, E1, E2, E3, E4, F1 y F2; hoja INEGI G13D35 sectores A2, B1 y B2). De esta manera, se creó una malla con dimensiones de celda de 50 m x 50 m, conformando una matriz de 265 columnas x 273 filas (Figura 6.4). La discretización vertical consta de seis capas, la más superficial corresponde al estrato de aluvión, mientras que las cinco restantes caracterizan a la roca caliza en la unidad fracturada (Figura 6.5).

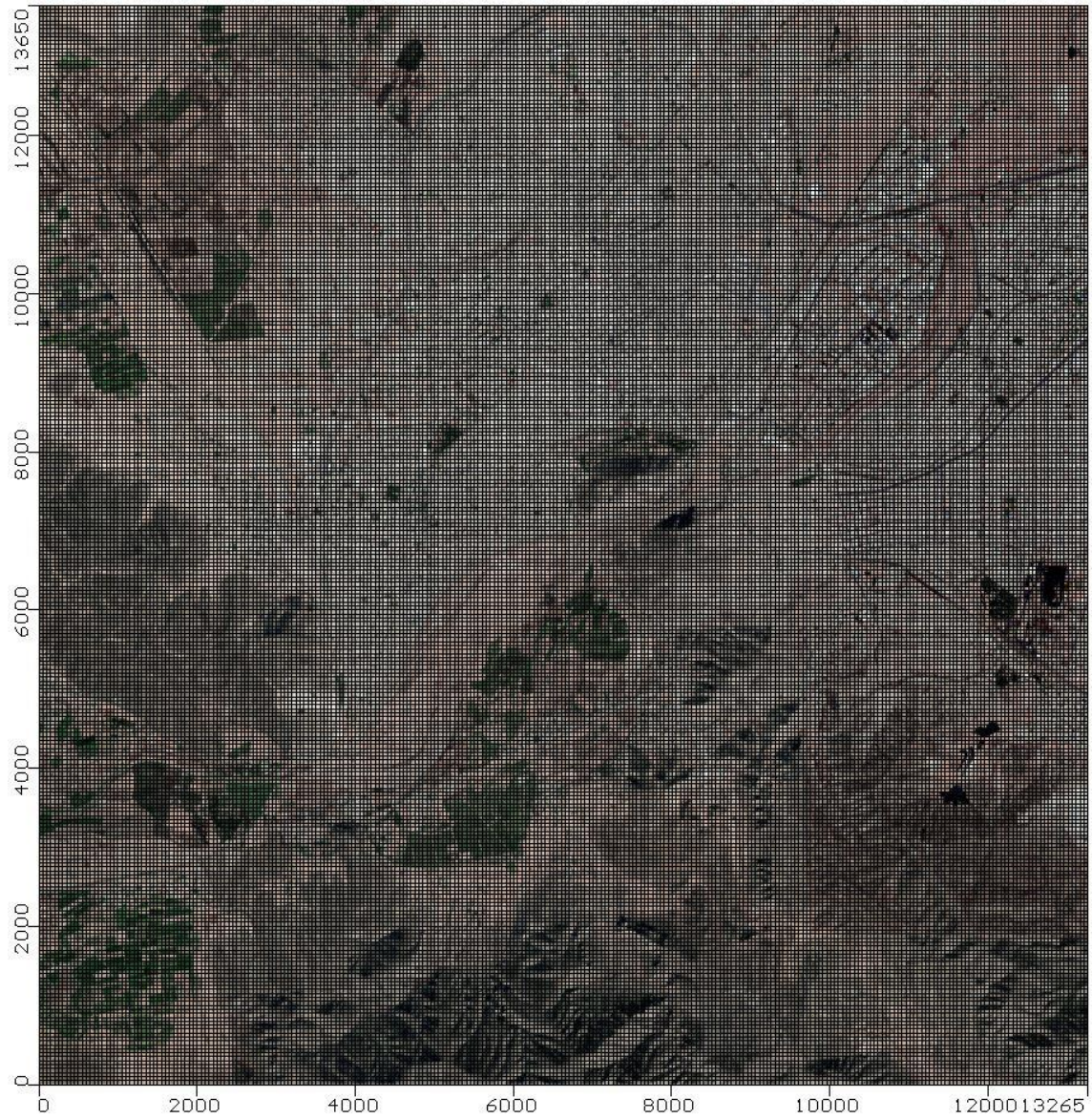


Figura 6.4 Malla de modelo, discretización horizontal con celdas de 50 m x 50 m.

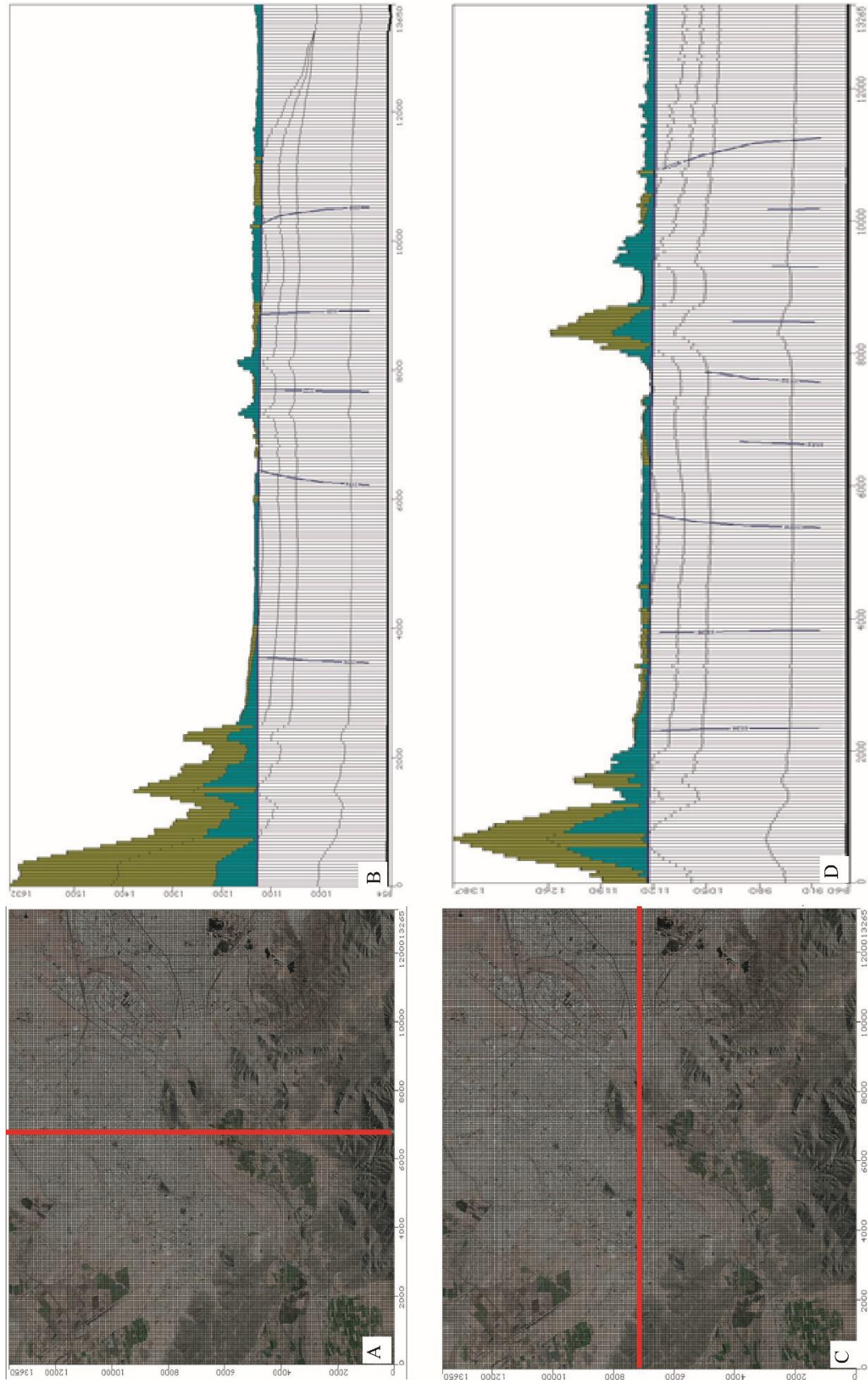


Figura 6.5 Discretización vertical. A) Ubicación columna 136. B) Corte columna 136. C) Ubicación fila 131. D) Corte fila 131.

6.4. PROPIEDADES HIDRÁULICAS

Para la asignación de propiedades hidráulicas, se identificaron dos unidades correspondientes a un medio granular de aluvión y un medio fracturado de calizas, los cuales se denominaron como Unidad Hidroestratigráfica Granular y Unidad Hidroestratigráfica Fracturada, respectivamente (Figura 6.6).

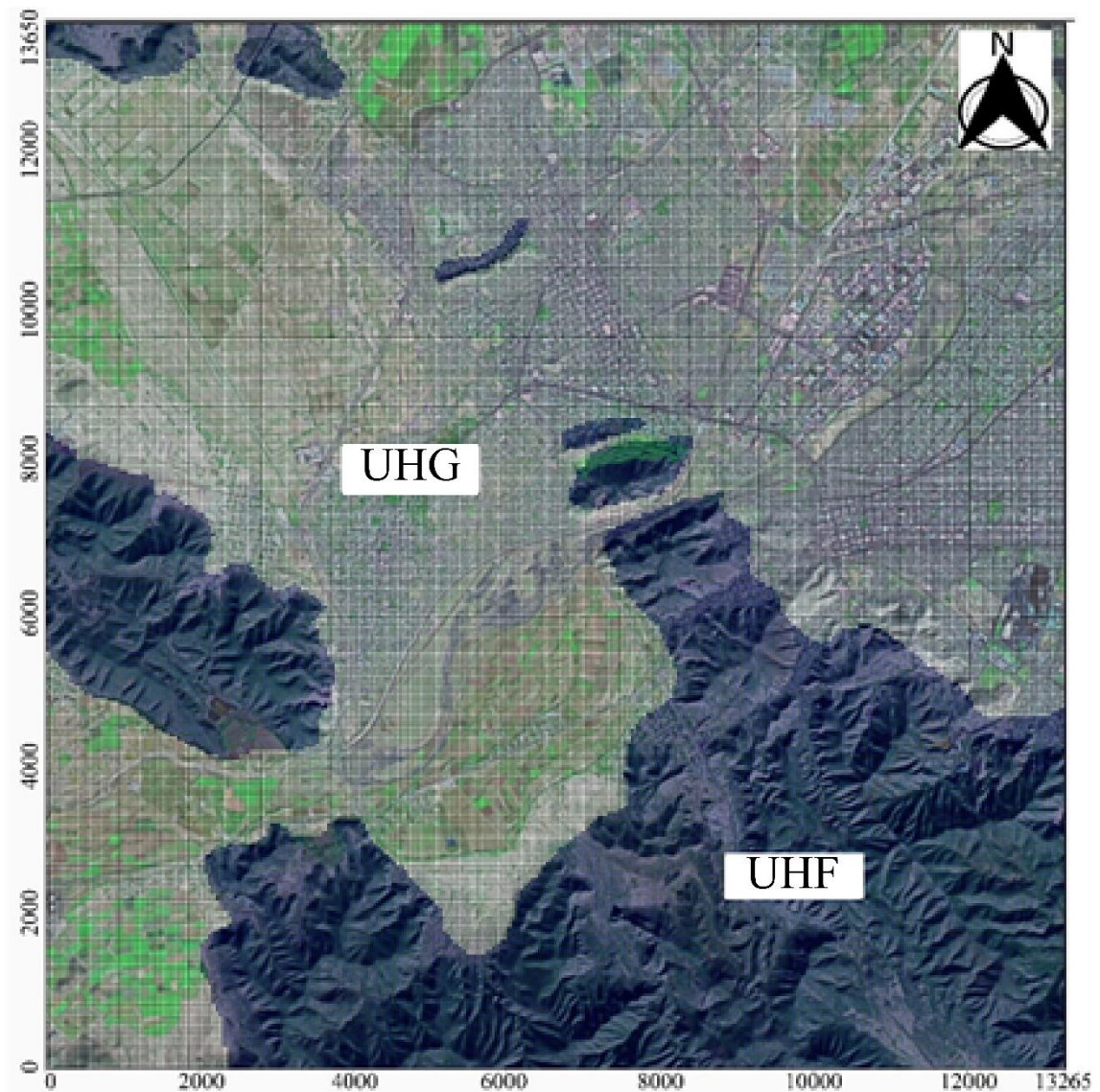


Figura 6.6 Distribución de propiedades hidráulicas, UHG (Unidad Hidroestratigráfica Granular), UHF (Unidad Hidroestratigráfica Fracturada).

Los parámetros hidráulicos que se utilizaron son la conductividad hidráulica, almacenamiento específico, rendimiento específico, porosidad efectiva y porosidad total (Cuadro 6.1 y 6.2). Para el área de estudio no se han reportado valores de dichas variables, por ello se utilizaron valores reportados en la literatura que corresponden con las características de los materiales de la zona de estudio.

Cuadro 6.1 Conductividad hidráulica basado en Freeze & Cherry (1989).

Unidad hidroestratigráfica	Capa del modelo	Kx (m/s)	Ky (m/s)	Kz (m/s)
Granular	1	1×10^{-3}	1×10^{-3}	1×10^{-4}
Fracturada	2	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-5}
Fracturada	3	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-5}
Fracturada	4	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-5}
Fracturada	5	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-5}

Cuadro 6.2 Coeficientes de almacenamiento específico, rendimiento específico, porosidad efectiva y porosidad total asignados.

Unidad hidroestratigráfica	Capa del modelo	Almacenamiento específico (Ss)	Rendimiento específico (Sy)	Porosidad efectiva	Porosidad total
Granular	1	1×10^{-5}	1×10^{-4}	0.2	0.3
Fracturada	2	1×10^{-6}	1×10^{-5}	0.1	0.2
Fracturada	3	1×10^{-6}	1×10^{-5}	0.1	0.2
Fracturada	4	1×10^{-6}	1×10^{-5}	0.1	0.2
Fracturada	5	1×10^{-6}	1×10^{-5}	0.1	0.2

6.5. CONDICIONES DE FRONTERA Y CARGAS INICIALES

Las condiciones de frontera se refieren a las características hidráulicas a lo largo de los bordes (laterales y verticales) del modelo o área que se estudia, tradicionalmente se clasifican en:

Condición de Tipo I o Dirichlet: Donde en el límite, la carga hidráulica es un valor conocido y constante (p. ej., un cuerpo de agua superficial como lago o presa).

Condición de Tipo II o Neumann: Donde en el límite, se especifica el flujo, el cual se calcula por la ley de Darcy (p. ej., el lecho de un río).

Condiciones Cauchy: Corresponde a una condición mixta, donde el flujo a través del límite se calcula por la ley de Darcy, utilizando un gradiente calculado como la diferencia entre una carga determinada fuera del límite y la carga calculada por el modelo en la frontera. Esta condición se utiliza para representar gradientes hidráulicos regionales en los bordes del modelo (condición de carga general).

En el modelo se establecieron las siguientes condiciones de frontera: La recarga es considerada solamente para la capa superficial y es de tipo I con valores de 40 mm/año para el acuífero granular y 58 mm/año para el acuífero fracturado. El río es considerado de tipo intermitente y fue representado por una condición de frontera de tipo II con un valor de conductancia hidráulica de 1×10^{-3} m/s y un espesor de lecho de 1 m en promedio.

Las cargas hidráulicas iniciales fueron obtenidas a partir de información de los pozos de la región registrada en 1990 y son mostradas en la figura 6.7. En dicha figura se observa que el flujo subterráneo regional tiene una dirección de suroeste a noreste. Las

cargas hidráulicas tienen un rango de 1090 m.s.n.m. hasta 1030 m.s.n.m. en la dirección antes mencionada. El gradiente hidráulico general es de 3.125×10^{-3} .

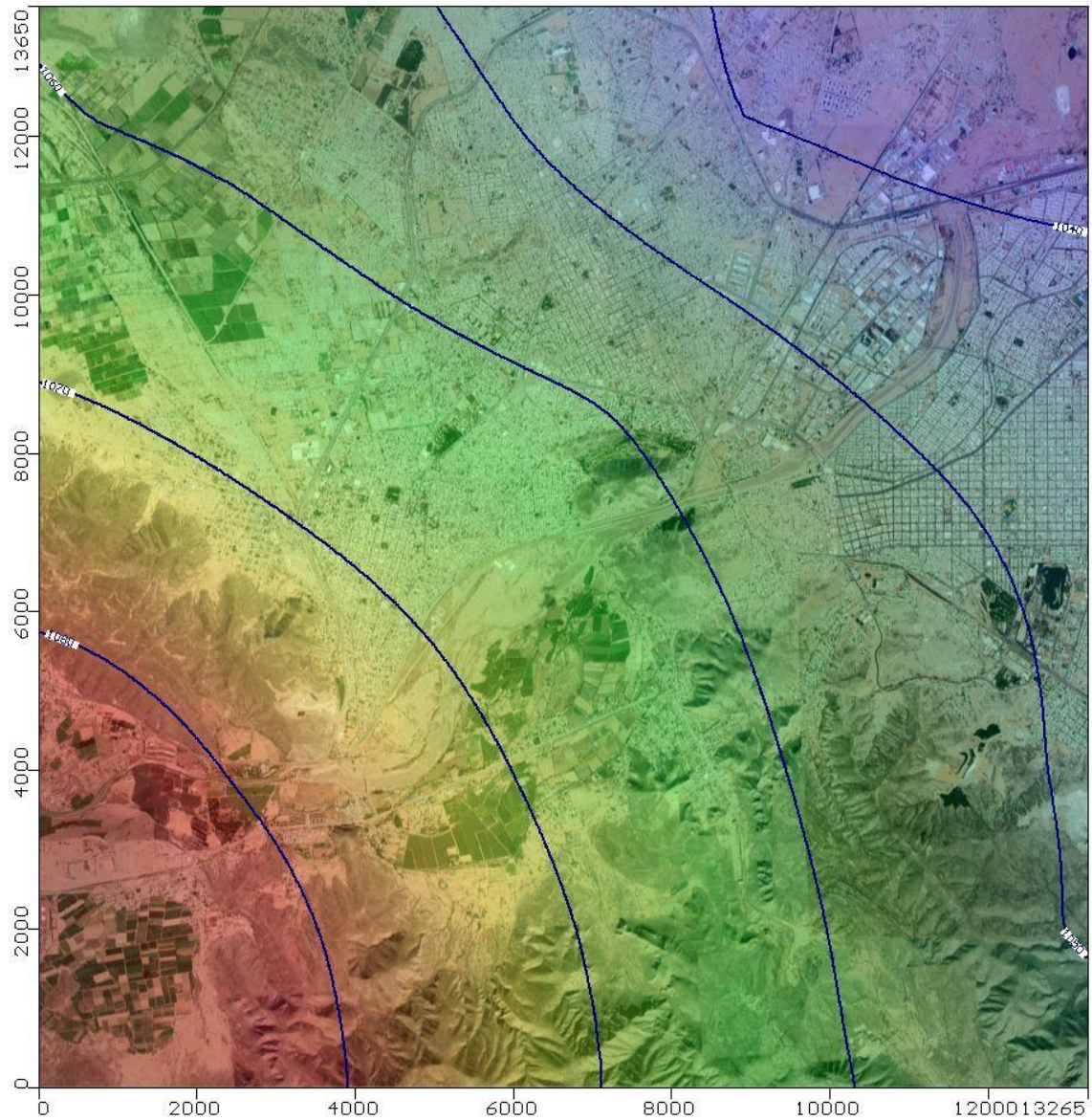


Figura 6.7 Distribución de cargas iniciales, de acuerdo con la piezometría reportada en 1990 por CNA

6.6. ESTRATEGIA DE SIMULACIÓN

La estrategia de simulación estuvo basada en prueba y error, ajustando los valores de las propiedades hidráulicas, seguido de los valores de la recarga y evapotranspiración, así como de los parámetros de conductancia a lo largo del curso del río. El objetivo de esta estrategia es reproducir la distribución de equipotenciales con los valores regionales reportados de la piezometría, para el caso de la modelación en estado estacionario. En el caso del estado transitorio, se tuvo como finalidad evaluar el efecto del río a su caudal máximo reportado durante los eventos de agosto de 1991.

6.7. RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN ESTACIONARIA

A principios del año de 1991, el nivel estático ya presentaba un abatimiento regional importante debido a las altas tasas de extracción en los pozos se encontraba a profundidades mayores a las calculadas en condiciones naturales. Se establecieron los valores de piezometría de 1990 (Figura 6.8 y Figura 6.9) como cargas iniciales en el modelo de flujo, siendo éstas, un estado quasi estacionario para los primeros días de simulación.

De esta manera, se aprecia que el nivel piezométrico se encuentra en la unidad de calizas, mientras que, en el modelo matemático, corresponde a la capa 3. Por lo tanto, la capa 1 de aluvión y la capa 2 de calizas permanecen secas en estado quasi estacionario.

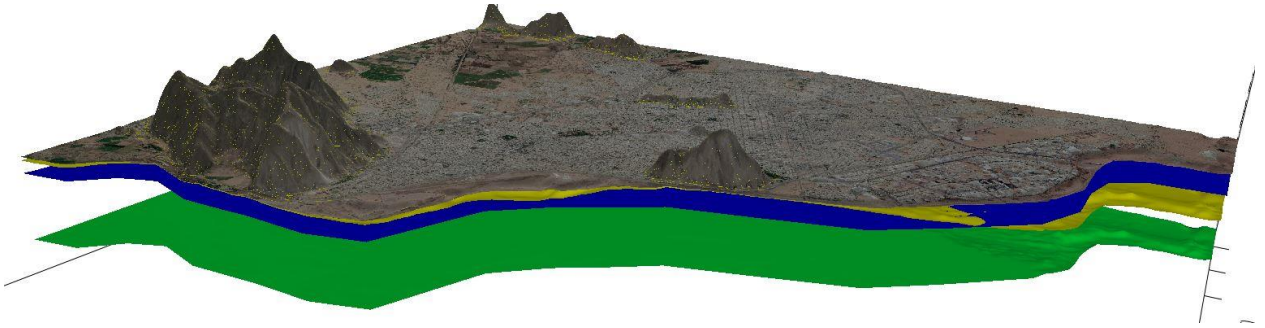


Figura 6.8 Cargas piezométricas iniciales, corte realizado a lo largo del río Nazas.

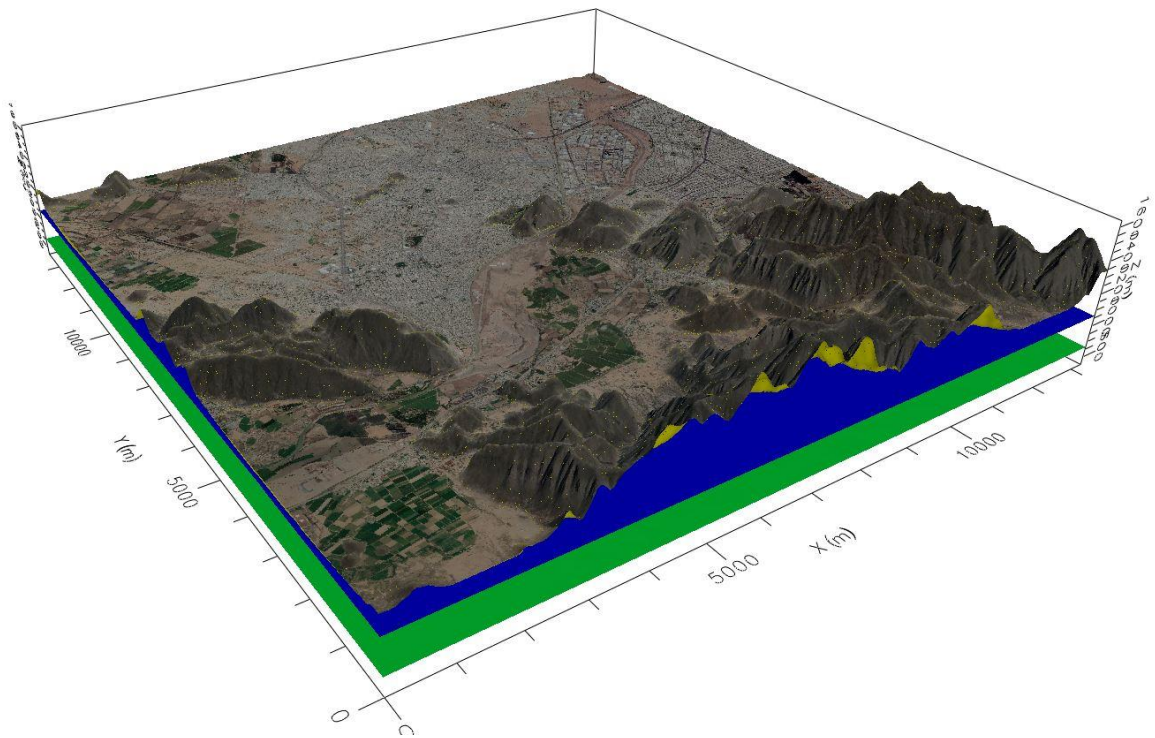


Figura 6.9 Vista regional del área de modelo con cargas iniciales.

6.8. RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN TRANSITORIA

Una vez establecidas las cargas iniciales, se agrega una condición de río, que se establece para el periodo de tiempo en que fluye agua superficial en el río (10AGO1991-

31AGO1991). El río actúa como área de recarga, derivado del modelo hidráulico superficial, se asume como una recarga rápida para el acuífero.

El efecto de la activación del río se ve reflejado primeramente en la capa 3 que originalmente se encontraba saturada (Figura 6.10), pero que, en la nueva condición, las líneas equipotenciales se han deformado mostrando una inflexión aguas abajo que indica un río en condición de pérdida o de recarga hacia el acuífero.

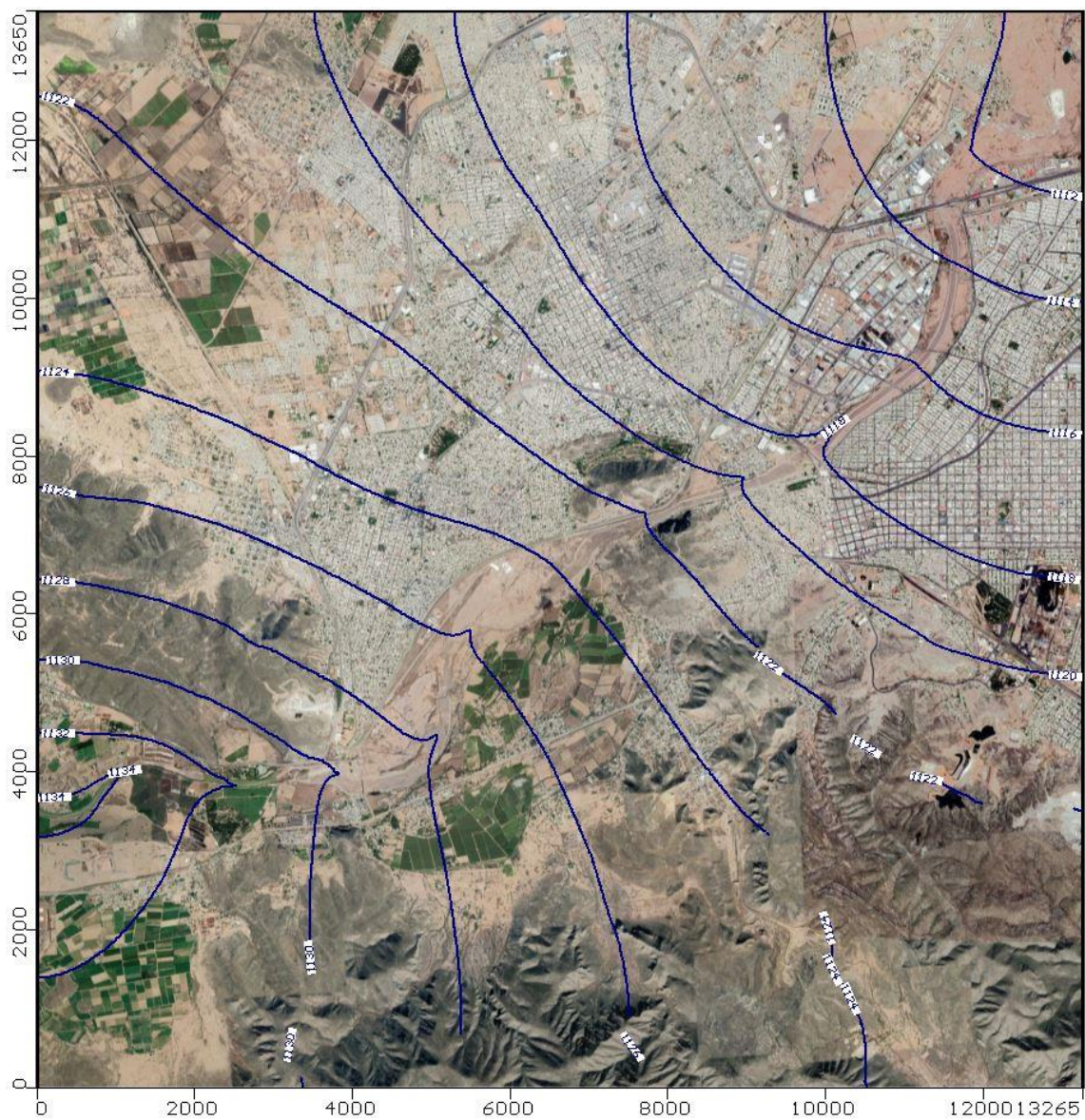


Figura 6.10 Líneas equipotenciales para la capa 3 en condiciones transitorias.

A medida que la recarga continúa, la superficie piezométrica aumenta alcanzando los niveles de la capa 1 correspondiente a la unidad de aluvión, donde también se aprecia, aunque en menor medida, las deformaciones de un río de pérdida (Figura 6.11, 6.12 y 6.13).



Figura 6.11 Líneas equipotenciales en la capa 1 para la condición transitoria, las áreas en color verde olivo reflejan celdas secas.

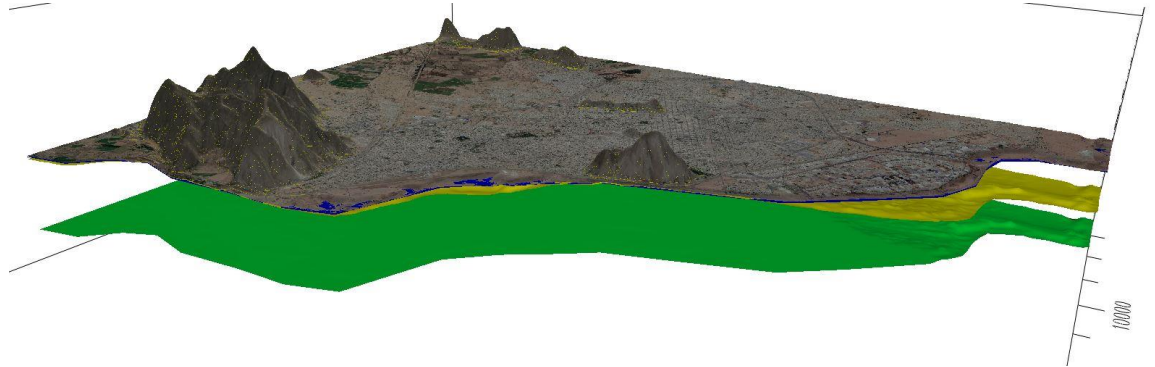


Figura 6.12 Superficie piezométrica en estado transitorio, corte realizado a lo largo del río Nazas.

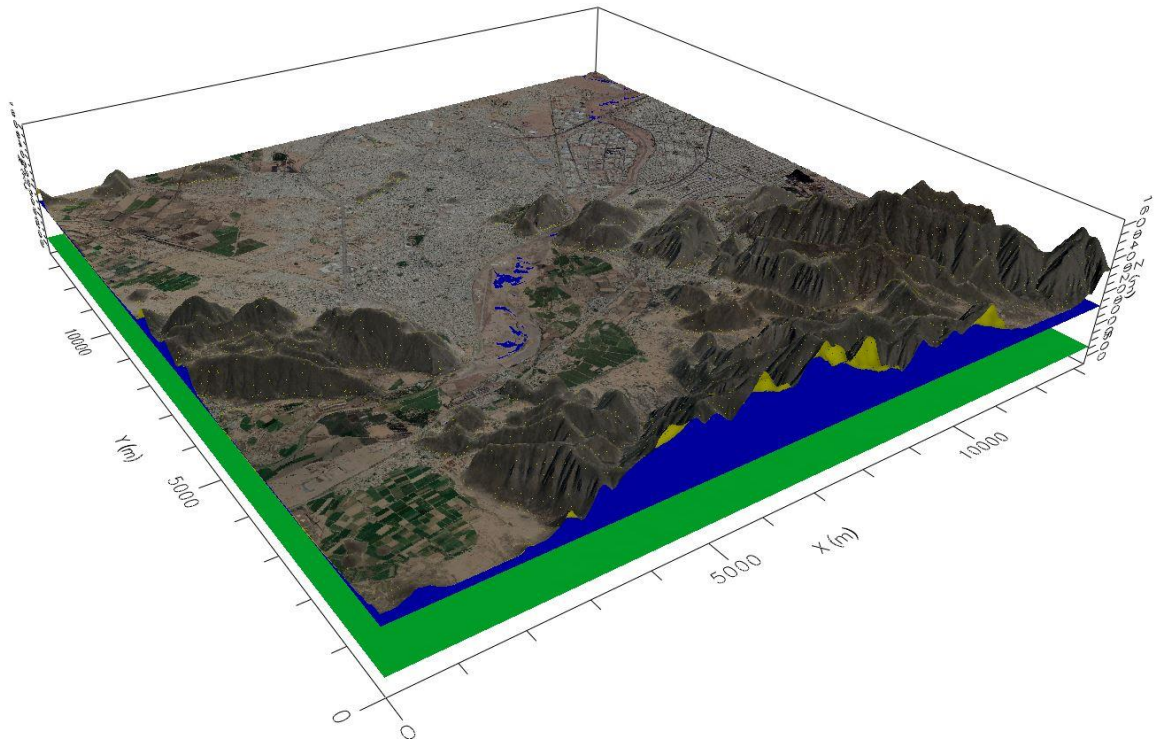


Figura 6.13 Vista regional del modelo en condición transitoria.

6.9. DISCUSIÓN MODELO HIDROGEOLÓGICO

Uno de los factores en que radica la complejidad de un modelo es la disponibilidad de datos. En esta investigación, los datos existentes para las fechas de interés eran escasos, se contaba con niveles estáticos anuales de los pozos operados por CNA para el acuífero El Principal, sin embargo, los niveles dinámicos para dichas fechas no existían, es por ello, que se optó por un modelo sencillo, pero, con el suficiente detalle para que reflejara la dinámica subterránea al agregar una condición de recarga superficial (avenida del río Nazas).

Para la simulación subterránea, fue necesario el supuesto de parámetros hidráulicos, ya que no existían registros en el área de estudio. Como primer intento de simulación, se utilizó la recarga natural para obtener la piezometría de 1990, sin embargo, y a pesar que la recarga vertical es prácticamente nula debido a la aridez de la zona. La piezometría más baja que se obtuvo fue de 1122 msnm, frente a la reportada que ronda los 1064 msnm en el área de la subsidencia; esto debido a que el nivel de aguas freáticas para dicha fecha, no corresponde con un nivel estacionario producto de condiciones de recarga naturales. A partir de 1940`s, el acuífero comenzó a ser explotado, alcanzando tasas de sobreexplotación y conos de abatimiento localizados en la Comarca Lagunera, siendo así un estado transitorio. Cabe mencionar que la piezometría obtenida mediante recarga natural, coincide con los valores reportados para 1941 (Aparicio, 2018), reafirmando la condición sobreexplotada del acuífero el Principal.

De esta forma, se consideraron varias maneras de obtener la piezometría real además de reducir la recarga: 1) Modificando la conductividad hidráulica, 2) Incluyendo pozos de extracción, 3) Estableciendo cargas iniciales. La primera opción fue descartada,

ya que, aun utilizando valores bajos dentro de los permitidos de conductividad hidráulica establecidos para calizas y aluvión, el nivel estático quedaba sobre los 1100 msnm. De igual forma, establecer deliberadamente valores sería forzar el modelo a que convergiera en una solución que no sería representativa de la realidad. La segunda alternativa, supondría establecer pozos de extracción de agua en el área de estudio, lo cual fue rápidamente descartado, porque aun cuando se cuenta con la ubicación de aprovechamientos subterráneos, no se tenían las características constructivas de los mismos ni las tasas de extracción de agua. Por consiguiente, se optó por la tercera opción, que supone el establecimiento de cargas iniciales como estado estacionario, aun cuando éstas sean producto de un estado transitorio a largo plazo (sobreexplotación de agua subterránea).

Considerando la condición intermitente del río Nazas, se consideró elaborar un solo modelo que reflejara el río en dos estados (seco y húmedo). Sin embargo, dicha condición no pudo ser programada en el código numérico seleccionado. Por lo tanto, se realizaron dos modelos subterráneos individuales, el primero simula la condición estacionaria y niveles subterráneos sin alterar, y el segundo se estableció para un periodo del 10AGO1991 al 31AGO1991, lapso en el que el río cambia a una condición húmeda.

En cuanto a los resultados, como se aprecia en la figura 6.7, el nivel estático aumenta alcanzando las capas más superficiales y saturando la base del aluvión, de manera puntual, dicha capa posee un espesor que ronda los 5 a 10 metros debajo de la casa que colapsó el 23AGO1991. Durante el evento de recarga, se llega a saturar la base del aluvión, lo cual contribuye a la hipótesis de un proceso de sufosión que se desarrolla, bajo condiciones normales (Secas). El nivel freático desciende hasta los valores antes

reportados, lo cual también podría explicar las subsidencias generadas en la misma área/colonia, aunque en distintas fechas.

Es importante destacar, que, al carecer de información de niveles dinámicos, tasas de extracción de agua, características de pozos y datos en general contra lo cual calibrar el modelo, lo realizado en este capítulo corresponde a un modelo interpretativo de la hidrodinámica en la Comarca Lagunera. Dicho modelo podría mejorarse en un futuro, al contar con datos más precisos y puntuales, de preferencia cercanos a zonas donde se desarrollen subsidencias.

CAPÍTULO VII

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. CONCLUSIONES

A continuación, se presentan las principales conclusiones:

- De acuerdo con el análisis hidrológico, en los fenómenos de subsidencia generados para los casos 16OCT2006 y 12SEP2012 se involucran variables de hidrología superficial, principalmente infiltración y evapotranspiración, despreciándose la escorrentía superficial como fuente de recarga local del acuífero El Principal.
- El funcionamiento hidrogeológico estacionario en condiciones de recarga natural para el acuífero El Principal, corresponde a una piezometría de 1940's situación en la cual, la tasa de extracción de agua no experimentaba su alza, dicho nivel freático se encontraba en la capa de aluvión, a los 1122 msnm.
- En el caso 23AGO1991, el flujo del agua del río Nazas funciona como una fuente de recarga al acuífero El Principal, aumentando el nivel piezométrico que en un estado quasi estacionario se encontraba en las calizas, pasando al estado transitorio por la recarga del río, aumenta hasta la unidad de aluvión, saturando la base del mismo que se encuentra bajo el lugar de la subsidencia en la colonia Lázaro Cárdenas.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Integrando los resultados de cada uno de los análisis realizados en este trabajo, se plantean las condiciones que propician el desarrollo de un fenómeno de sufosión en el área:

-Precipitaciones extremas. Con base en el modelo hidrológico superficial, las tormentas con periodo de retorno de 2 años generalmente no generan escorrentía superficial, siendo así, la precipitación igual a las pérdidas por infiltración y evapotranspiración. En tanto que, las tormentas con periodo de retorno de 100 años generan escorrentía superficial, aumentando el tiempo de infiltración y posible recarga a acuíferos.

-Suelos no consolidados. La zona de acumulación de colapsos se encuentra sobre el antiguo lecho del río Nazas, que corresponde a una zona de aluvión compuesta por arenas, limos y arcillas, que representa material susceptible para la formación de sufosión.

-Arrastre de sedimentos. Al infiltrarse agua en el aluvión, se arrastran sedimentos al tiempo que se forma el acuífero colgado, dicho arrastre continúa a medida que la infiltración se desarrolla del aluvión a las calizas.

-Fluctuación de nivel de agua subterránea. De acuerdo con el modelo hidrogeológico, tomando como condición de recarga el periodo en que fluye agua por el lecho del río Nazas, la infiltración logra ser tal que aumenta el nivel piezométrico en el acuífero El Principal.

7.2. RECOMENDACIONES

- Calibrar el modelo superficial con datos hidrométricos e hidrológicos recientes, ya que, actualmente, se cuenta con registros de hietogramas a cada cinco minutos por medio de las Estaciones Meteorológicas Automáticas. En el municipio de Torreón se cuenta con una Estación Sinóptica Meteorológica, con los datos reportados en ella, se pueden mejorar los parámetros utilizados en los modelos hidrológico e hidráulico.
- Monitorear las estaciones hidrométricas que se encuentran en el cauce del río Nazas para obtener datos más precisos y continuos.
- Realizar un modelo hidráulico de una dimensión donde se simule la capacidad máxima que puede transportar la red de canales aguas debajo de la presa derivadora San Fernando, lo cual implica toma de datos en dicho punto. Esto serviría para poder armar un modelo hidráulico combinado (1D/2D) donde se podría simular el gasto que fluye por la red de canales en un evento máximo y el restante que se canaliza por el lecho seco del río Nazas, aumentando así, la representatividad del modelo.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Anderson M., Woessner W, y Hunt R. (2015) Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport. 2nd. Edition, Academic Press, San Diego, CA, USA, 720 p.
- Aguilera M. (2008) Peligro. Se abre la tierra en la Emiliano Zapata en Lerdo. *El Siglo de Torreón*. Publicado el 23 de septiembre de 2008.
- Ahbari A., Stour L., Agoumi A., y Serhir N. (2018) Estimation of initial values of the HMS model parameters: application to the basin of Bin El Ouidane (Azilal, Morocco). *Journal of Materials and Environmental Sciences*, v. 9, n. 1, p. 305-317. DOI: 10.26872/jmes.2018.9.1.34
- Aparicio F. (1989) Fundamentos De Hidrología De Superficie. LIMUSA (1st ed.). México. DOI: 10.1017/CBO9781107415324.004
- Aparicio J. (2018) Estudio geohidrológico del acuífero Principal de la Comarca Lagunera, estados Durango y Coahuila. (Tesis) Instituto Politécnico Nacional. Ciudad de México, México.
- Ayuntamiento Constitucional del Municipio de Lerdo (2017) Programa Municipal de Protección Civil 2017. 39 p.
- Ayuntamiento de Ecatepec de Morelos. (2017) Actualización del Atlas de Riesgos del Municipio de Ecatepec de Morelos. 459 p.
- Bennett T., y Peters J. (2004) Continuous soil moisture accounting in the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS). *Joint Conference on Water Resource Engineering and Water Resources Planning and Management 2000: Building Partnerships*, 104(1), 1–10. DOI: 10.1061/40517(2000)149
- Bernatek-Jakiel A., y Poesen J. (2018) Subsurface erosion by soil piping: significance and research needs. *Earth-Science Reviews*, v. 185, p. 1107-1128. DOI: 10.1016/j.eascirev.2018.08.006
- Betancur T., Palacio C., y Escobar J. (2012) Conceptual Models in Hydrogeology, Methodology and Results. En Khazemi G (Ed), *Hydrogeology - A Global Perspective*, (p. 203-222). Rijeka, Croatia: InTech.
- Brunner G. (2016) HEC-RAS River Analysis System.
- Cabral E., Díaz O., y Delgado H. (2011) Subsistencia y sus mapas de peligro : Un ejemplo en el área nororiental de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63, n. 1, p. 53–60.
- Camhaji E. (2017) Un socavón engulle una familia en Monterrey. *El País*. Publicado el 29 de septiembre de 2017.
- Campos D. (1998) Procesos del ciclo hidrológico. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. San Luis Potosí, México. 456 p.
- Caramanna G., Ciotoli G., y Nisio S. (2008) A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas. *Natural Hazards*, v. 45, n. 2, 145–172. DOI: 10.1007/s11069-007-9165-7
- Carbognin L., Teatini P., y Tosi L. (2005) Land Subsidence in the Venetian area: known and recent aspects. *Giornale di Geologia Applicata*, v. 5, p. 5-11. DOI: 10.1474/GGA.2005-01.0-01.0001
- CNA (Comisión Nacional del Agua). (2015) Actualización de la disponibilidad media anual del agua en el acuífero Principal-Región Lagunera (0523), Estado de Coahuila. *Diario Oficial de la Federación*.
- CNA y SGM. (2010) Evaluación de la Recarga Incidental al Acuífero Principal-Región Lagunera, por la

BIBLIOGRAFÍA

- Avenida Extraordinaria del Río Nazas, Año 2010, 123–141.
- Collison A. (2001) The cycle of instability: stress release and fissure flow as control on gully head retreat. *Hydrological processes*, v. 15, p. 3-12. DOI: 10.1002/hyp.150
- Dunne, T., (1990) Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: Higgins, C.G., Coates, D.R. (Eds.), *Groundwater Geomorphology, the Role of Sub- surface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 252, 1-28.
- El Siglo de Durango (2006) Temen hundimiento de tierra en colonia Villa Jardín, Lerdo. *El Siglo de Durango*. Publicado el 19 de octubre de 2006.
- Escobar A., y Rodríguez J. (1993) Estudio de riesgo geoambiental con geofísica resistiva en zonas urbanas de la Laguna. *Boletín Unión Geofísica Mexicana*, v. 13, n. 4, p. 5-10.
- FAO (Food and Agricultural Organization). (2008) Base referencial mundial del recurso suelo. FAO, Roma, Italia, 128 p.
- Faulkner, H., (2006) Piping hazard on collapsible and dispersive soils in Europe. In: Boardman, J., Poesen, J. (Eds.), *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, p. 537–562. DOI: 10.1002/0470859202.
- Fernández C., León A., Rodríguez Y., Martínez, P., y Meneses, D. (2018) Influencia del método de estimación en el coeficiente de Manning para cauces naturales. *Ingeniería Hidráulica y Ambiental*, v. 39, n. 1, p. 17-31.
- Fleming M., y Neary V. (2004) Continuous hydrologic modeling study with the Hydrologic Modeling System. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 9, n.3, p. 175-183. DOI: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2004)9:3(175)
- Fletcher J., Harris K., Peterson H., y Chandler V. (1952) Piping. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, v. 35, n. 2, p. 258-263. DOI: 10.1029/TR035i002p00258
- Freeze R. A. y Cherry J. A. (1979) *Groundwater*, 1ª. Edición, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, USA, 604 p.
- Fuentes Ó., Ravelo A., y Ávila A. (2006) Método para determinar los parámetros K, X y los coeficientes de tránsito del método Muskingum-Cunge. In *XIX Congreso nacional de hidráulica*. Cuernavaca, Morelos.
- García E. (1981) Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). 3ª. Edición, Instituto de Geografía, UNAM, México, D. F., 252 p.
- García J. (2004) Modelo de pérdidas para determinar precipitación efectiva usando sistemas de información geográfica. (Tesis) Universidad de Piura.
- García J. (2011) Una revisión de los procesos de sufosión o piping en España. *Cuadernos de Investigacion Geográfica*, v. 37, n. 1, p. 7-24.
- Gayathri K., Ganasri B., y Dwarakish G. (2015) A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, v. 4, p. 1001-1007. DOI: 10.1016/j.aqpro.2015.02.126
- Gómez J. (2012) Texto explicativo carta geológica minera y geoquímica Torreón G13-D25 escala 1:50000.
- Gómez S. (2016) Incrementan a 100 metros cúbicos volumen del río Nazas. *Vanguardia*. Publicado el 30 de agosto de 2016.
- González L., Ferrer M., Ortuño L., y Oteo C. (2004) *Ingeniería Geológica*. Pearson Educación, Madrid, España, 738 p.

BIBLIOGRAFÍA

- González J. (2009) Estudian hundimientos en La Laguna... ¡un año después!. *Sureste y Laguna*. Publicado el 21 de noviembre de 2009.
- Grimes K. (1975) Pseudokarst: Definition and Types. In *Proceedings of the Tenth Biennial Conference of the Australian Speleological Federation*. Sidney, Australia, p. 6-10.
- Gutiérrez M., y Rodríguez J. (1984) Fenómenos de sufosión (piping) en la depresión media del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, v. 10, p. 75–83. DOI: 10.18172/cig.926
- Hagerty D. (1991) Piping/sapping erosion. I: Basic considerations. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 117, n. 8, p. 991-1008. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1991)117:8(991)
- Harbaugh A. (2005) MODFLOW-2005, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16. USGS
- Havrylenko S., Damiano F., y Pizarro M. (2006) Estimación del número de curva en la cuenca del Río Arrecifes (Provincia de Buenos aires). *Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria*, 1–4.
- Hermosilla R. (2012) The Guatemala City sinkhole collapses. *Carbonates and Evaporites*, v. 27, n. 2, p. 103-107. DOI: 0.1007/s13146-011-0074-1
- Holguín E. (2017) Reaparece socavón en Gómez Palacio. *El Siglo de Torreón*. Publicado el 03 de mayo de 2017.
- Holmgren P. (1994) Multiple flow direction algorithms for runoff modelling in grid based elevation models: An empirical evaluation. *Hydrological Processes*, v. 8, n. 4, p. 327-334. DOI: 10.1002/hyp.3360080405
- Hu R., Yue Z., Wang L., y Wang S. (2004) Review on current status and challenging issues of land subsidence in China. *Engineering Geology*, v. 76, p. 65-77.
- Huizar R. y Oropeza O. (1989) Geomorfología kárstica de la región de Galeana, estado de Nuevo León. *Revista del Intituo de Geología de la UNAM*, v. 8, n. 1, p. 71-83.
- Imlay R. (1936) Evolution of the Coahuila peninsula, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 47, p. 1039-1090.
- Imlay R. (1937) Geology of the middle part of The Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 48, p. 587–630.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (2007) Conjunto de datos vectorial Edafológico serie II. Continuo Nacional. Torreón. (<https://www.inegi.org.mx/>).
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). (1981) Conjunto de datos vectoriales de la carta Aguas superficiales. Escala 1 250 000. Serie I. Torreón. (<https://www.inegi.org.mx/>).
- Jones A. (1971) Soil Piping and Stream Chsnnel Initiation. *Water Resources Research*, v. 7, n. 3, p. 602-610.
- Jones A. (1994) Soil piping and its hydrogeomorphic function. *Cuaternario y Geomorfología*, v. 8, n. (3-4), p. 77-102.
- Köppen W. (1936) Das Geographische System der Klimate. In: *Handbuch der Klimatologie*, Köppen-Geiger. Bd. 1, Teil C, Berlin, Deutschland, 44 p.
- Ljungdahl J. (2015) Analysis of groundwater level changes and land subsidence in Gothenburg , SW Sweden. (Tesis) University of Gothenburg.
- López Á., y Sánchez Á. (2010) Comarca Lagunera. Procesos regionales en el contexto global. 1ª Edición, Instituto de Geografía, UNAM, México, D.F., 438 p.
- López R. (2016) Registran otro socavón en Lerdo. *La Laguna*. Publicado el 29 de septiembre de 2016.

BIBLIOGRAFÍA

- Lugo J., y Córdova C. (1992) Regionalización geomorfológica de la República Mexicana. *Investigaciones Geográficas*, n. 25, p. 25-63.
- Martínez J. (1989) Interpretación estructural del frente de la napa de Parras en el área de Viesca, estado de Coahuila. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 8, n. 2, p. 123-133.
- Martz L., y Garbrecht J. (1992) Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from Digital Elevation Models. *Computers and Geosciences*, v. 18, n. 6, p. 747-761. DOI: 10.1016/0098-3004(92)90007-E
- Mendoza G., y Burgos V. (2008) Estimación de la distribución espacial del Número de Curva en Cuencas piedemontanas del Gran Mendoza aplicando técnicas SIG. In *Workshop Internacional de aplicaciones de SIG en hidrología* (pp. 1–15). Santa Fe, Argentina.
- Milanovic P. (2002) Subsidence hazards as a consequence of dam, reservoir and tunnel construction. *International Journal of Speleology*, v. 31, n. 1, p. 169–180.
- Miranda J. (2017) Cierran paso express en la México-Cuernavaca, cae auto en socavón. *El universal*. Publicado el 12 de julio de 2017.
- Montalvo J., Navarro I., de León H. (2006) Estudio Geológico-Geofísico de la Vialidad Salamanca, 1ª y 2ª Etapa del Municipio de Salamanca, Guanajuato. Reporte Interno, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. Septiembre de 2006. 70 p.
- Mott R. (2006) Mecánica de Fluidos. *Pearson* (6th ed.). DOI: 10.1109/CDC.2011.6160241.
- Nanía L. (2007) Manual Básico de HEC-HMS 3.0.0 y HEC-GeoHMS 1.1. Universidad de Granada-España. Granada, España.
- NRCS. (2007) Hydrographs. In *Hydrology. National Engineering Handbook*.
- ONU (Organización de las Naciones Unidas) (2018) *World Urbanization Prospects. The 2018 revision*. v.12, p. 9-10.
- Ortega F., Mitre L., Roldán J., Aranda. J., Morán D., Alaniz S. y Nieto Á. (1992) Carta geológica de la República Mexicana. 5^{ta}. Edición, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa y texto explicativo 74 p.
- Parker G. (1963). Piping, a geomorphic agent in landform development of the drylands. *International Association of Scientific Hydrology Publication*, v. 65, p. 103–113.
- Parsons A., y Abrahams A. (2009) Geomorphology of desert environments. Springer (2nd ed.). DOI: 10.1017/CBO9781107415324.004
- Pascual J., y Díaz M. (2016) Guía práctica sobre la modelización hidrológica y el modelo HEC-HMS. Serie Cuadernos de Geomática. Madrid, España. 155 p.
- Phien-wej N., Giao P. H., y Nutalaya P. (2006) Land subsidence in Bangkok, Thailand. *Engineering Geology*, v. 82, n. 4, p. 187-201. DOI: 10.1016/j.enggeo.2005.10.004
- Raisz E. (1964) Landforms of Mexico. Map scale 1:4'000,000. 2nd. Edition, Naval Research, Cambridge, United Kingdom, 1 p.
- Ramírez J. (2017) Alto riesgo ante hundimientos en La Laguna. *El Siglo de Torreón*. Publicado el 13 de mayo de 2017.
- SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). (2013) Estudio técnico para el ordenamiento ecológico y territorial del municipio de Lerdo, Durango, 310 p.
- SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales). (2016) Acuerdo por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de las aguas nacionales del acuífero Principal-Región Lagunera, clave 0523, en el estado de Coahuila de Zaragoza, Región Hidrológico-Administrativa

BIBLIOGRAFÍA

- Cuencas Centrales del Norte. *Diario Oficial de la Federación*.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano) y CAED (Comisión del Agua del Estado de Durango) (2007) Estudio de peligros Geológico-Geofísico en la colonia Villa de las Flores, municipio de Lerdo, estado de Durango. Gerencia de Geología Ambiental y Gerencia de Geofísica. Pachuca, Hgo, 63 p.
- Sinclair W. (1982) Sinkhole development resulting from ground-water withdrawal in the Tampa area, Florida. U.S. Geological Survey, Water-Resources investigations 81-50. Tallahassee, Florida, 26 p.
- Tardy M. (1972) Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras Coahuila: Distinción de las series Coahuilense y Parrense. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 33, n. 2, p. 51-70.
- Tomás R., Herrera G., Delgado J., y Peña F. (2009) Subsistencia del terreno. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, v. 17, n. 3, p. 295-302.
- Toulkeridis T., Rodríguez F., Jiménez N., Baile D., Salazar R., Addison A., Carreón D., Mato F., y Díaz C. (2016) Causes and consequences of the sinkhole at El Trébol of Quito, Ecuador - implications for economic damage and risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 16, n. 9, p. 2031-2041. DOI: 10.5194/nhess-16-2031-2016
- Trejo A. (2017) Once colonias de Lerdo en riesgo de hundimientos. *Multimedios*. Publicado el 24 de julio de 2017.
- Triviño A., y Rojas S. (2004) Metodología para la modelación distribuida de la escorrentía superficial y la delimitación de zonas inundables en ramblas y ríos-rambla mediterráneos. *Investigaciones Geográficas*, n. 35, p. 67-84.
- Uniradio informa (2012) Registran en Ciudad Lerdo nuevos hundimientos de tierra. *Uniradio informa*. Publicado el 17 de septiembre de 2012.
- US Army Corps of Engineers. (2016a) HEC-RAS River Analysis System 2D Modeling User ' s Manual.
- US Army Corps of Engineers. (2016b) Hydrologic Modeling System User's Manual.
- USDA-NRCS. (2009) National Engineering Handbook Chapter 7: Hydrologic Soil Groups. *Part 630 Hydrology National Engineering Handbook*, 5. DOI: 10.1042/bj20031082
- Verachtert E., Maetens W., Van Den Eeckhaut M., Posen J. y Deckers J. (2011) Soil loss rates due to piping erosion. *Earth surface processes and landform*, v. 36, p. 1715-1725. DOI: 10.1002/esp.2186
- Waltham T. (2016) Sinkhole hazard case histories in karst terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 41, n. 3, p. 291-300. DOI: 10.1144/1470-9236/07-211
- Wittenberg, H. (1999). Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. *Hydrological Processes*, 13(5), 715-726. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N)
- WMS. (2015). WMS User Manual (v10 . 1) The Watershed Modeling System.
- Zarza L. (2017) El hundimiento de California. *iagua*. Publicado el 03 de marzo de 2017.
- Zeitoun D., y Wakshal E. (2013) Land Subsidence Analysis in Urban Areas. 320 p. Springer. DOI: 10.1007/978-94-007-5506-2

9. ANEXOS

CURVAS INTENSIDAD-DURACIÓN-FRECUENCIA

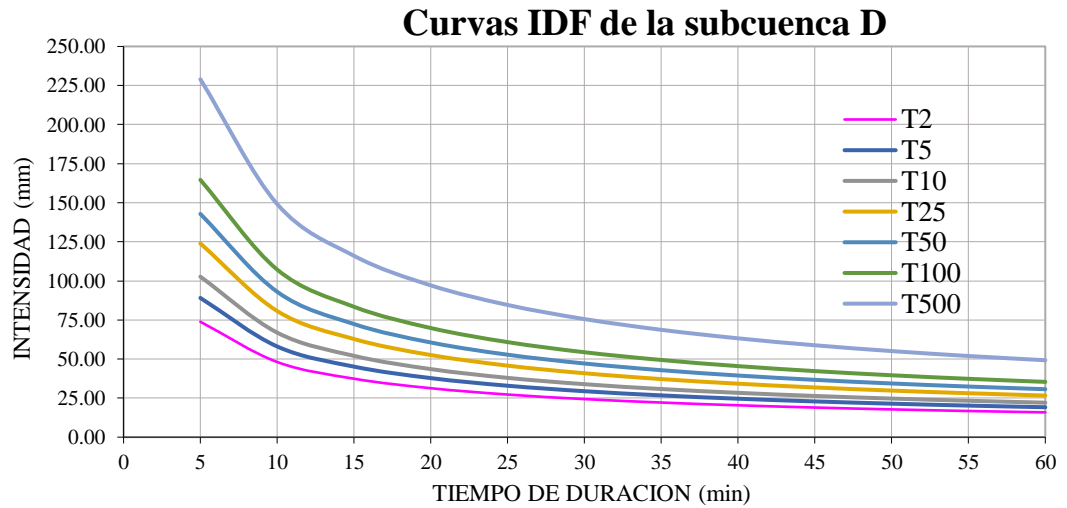


Figura 9.1 Curvas Intensidad-Duración-Frecuencia para la subcuenca D.

HIETOGRAMAS DE DISEÑO

Cuadro 9.1 Hietogramas de diseño para una tormenta de 5 horas en la subcuenca D.

Tiempo (min)	T=2 años	T=5 años	T=10 años	T=25 años	T=50 años	T=100 años	T=500 años
10	8.01	9.67	11.14	13.45	15.50	17.87	24.85
20	2.42	2.92	3.37	4.07	4.69	5.40	7.52
30	1.74	2.10	2.43	2.93	3.37	3.89	5.41
40	1.41	1.70	1.96	2.37	2.73	3.15	4.38
50	1.21	1.46	1.68	2.02	2.33	2.69	3.74
60	1.06	1.28	1.48	1.79	2.06	2.37	3.30
70	0.96	1.16	1.34	1.61	1.86	2.14	2.98
80	0.88	1.06	1.22	1.47	1.70	1.96	2.72
90	0.81	0.98	1.13	1.36	1.57	1.81	2.52
100	0.76	0.92	1.06	1.27	1.47	1.69	2.35
110	0.71	0.86	0.99	1.20	1.38	1.59	2.21
120	0.67	0.81	0.94	1.13	1.30	1.50	2.09
130	0.64	0.77	0.89	1.07	1.24	1.43	1.99
140	0.61	0.74	0.85	1.02	1.18	1.36	1.89
150	0.58	0.70	0.81	0.98	1.13	1.30	1.81
160	0.56	0.68	0.78	0.94	1.08	1.25	1.74

ANEXOS

Continuación de cuadro 9.1

Tiempo (min)	T=2 años	T=5 años	T=10 años	T=25 años	T=50 años	T=100 años	T=500 años
170	0.54	0.65	0.75	0.90	1.04	1.20	1.67
180	0.52	0.63	0.72	0.87	1.01	1.16	1.61
190	0.50	0.61	0.70	0.84	0.97	1.12	1.56
200	0.49	0.59	0.68	0.82	0.94	1.08	1.51
210	0.47	0.57	0.66	0.79	0.91	1.05	1.46
220	0.46	0.55	0.64	0.77	0.88	1.02	1.42
230	0.44	0.54	0.62	0.75	0.86	0.99	1.38
240	0.43	0.52	0.60	0.73	0.84	0.97	1.34
250	0.42	0.51	0.59	0.71	0.82	0.94	1.31
260	0.41	0.50	0.57	0.69	0.80	0.92	1.28
270	0.40	0.48	0.56	0.67	0.78	0.90	1.25
280	0.39	0.47	0.55	0.66	0.76	0.88	1.22
290	0.38	0.46	0.53	0.64	0.74	0.86	1.19
300	0.38	0.45	0.52	0.63	0.73	0.84	1.17